ISSN 0366-0909

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENSIS

BULLETIN OF COMISSION FOR STUDY OF THE QUATERNARY

72

GEOS

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА, № 72, 2012

ISSN 0366-0909

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 72

ГЕОС

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENSIS
COMISSION FOR STUDY
OF THE QUARTERNARY

BULLETIN
OF COMISSION
FOR STUDY
OF THE
QUARTERNARY

№ 72

Bulletin was founded in 1929

Editorial Board:
doctor of geological and mineralogical sciences
YU.A. LAVRUSHIN (editor-in-chief)
candidate of geological and mineralogical sciences
I.M. KHOREVA
candidate of geological and mineralogical sciences
I.A. CHISTYAKOVA

MOSCOW
GEOS
2012

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 72

Бюллетень основан в 1929 г.

Ответственные редакторы:
доктор геолого-минералогических наук
Ю.А. ЛАВРУШИН (главный редактор)
кандидат геолого-минералогических наук
И.М. ХОРЕВА
кандидат геолого-минералогических наук
И.А. ЧИСТЯКОВА

МОСКВА
ГЕОС
2012

УДК 551.7/8
ББК 26.323
Б 98

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 72. – М.: ГЕОС, 2012. – 165 с.
ISSN 0366-0909

В данном номере Бюллетеня содержатся новые материалы по глобальным проблемам изучения четвертичного периода и отдельным региональным вопросам. Новые идеи, изложенные в ряде работ могут представлять интерес для дальнейшего развития фундаментальных проблем квартера в XXI веке.

Для геологов, палеонтологов, палеогеографов, археологов и других специалистов, изучающих проблемы четвертичного периода.

Редакционная коллегия:
Ю.А. Лаврушин (главный редактор), А.А. Величко, А.В. Панин,
И.А. Чистякова, И.М. Хорева, С.М. Шик

Рецензенты
Л.Н. Андреичева, доктор геол.-мин. наук
Г.В. Холмовой, доктор геол.-мин. наук

Bulletin of Comission for study of the Quaternary. № 72. – Moscow.: GEOS, 2012. – 165 p.
ISBN 0366-0909

The suggested issue of the Bulletin includes new data in global Quaternary problems and some regional evidence. The presented new ideas may be of interest for subsequent development of fundamental problems of Quaternary in the XXI st century.

The issue is addressed to geologists, paleontologists, archaeologists and other specialists interested in of Quaternary.

Editorial board:
Yu.A. Lavrushin (Editor-in-chief), A.A. Velichko, A.V. Panin,
I.A. Chistyakova, I.M. Khoreva, S.M. Shik

Reviewers
L.N. Andreicheva, Dr. of geol.-min. sci.
G.V. Kholmovoy, Dr. of geol.-min. sci.

© Российская Академия наук, 2012
© ГЕОС, 2012

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 72, 2012 г.

ДИВНОГОРСКОЕ ГЛЯЦИОТЕКТОНИЧЕСКОЕ СООРУЖЕНИЕ: СТРОЕНИЕ, ДЕФОРМАЦИИ ЛЕДНИКОВОГО ЛОЖА И ПРЕДПОСЫЛКИ ДЛЯ ПОСЛЕДУЮЩЕГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Ю.А. Лаврушин[1], И.А. Чистякова[1], Н.П. Кураленко[1], Г.В. Холмовой[2], А.Н. Бессуднов[3]

[1] Геологический институт РАН, Москва; e-mail: lavrushin@ginras.ru, chistyakovaia@yandex.ru
[2] Воронежский государственный университет, г. Воронеж; e-mail: kholmovoy@mail.ru
[3] Липецкий государственный педагогический университет, г. Липецк, e-mail: bessudnov_an@rambler.ru

Разработана модель строения Дивногорского гляциотектонического сооружения. Главной особенностью сооружения является наличие пластичных, разрывных и протрузионных структур и расслоенности в осадочных породах ледникового ложа. Анализ расположения гляциотектонических структур выявил меняющееся по направленности гляциодинамическое воздействие ледникового покрова. Это воздействие было свойственно как стадии наступания, так и стадии деградации ледниковой лопасти. Выделено несколько фаз формирования структуры. Описаны типы гляциотектонических деформаций, а также гляциотектонически-денудационные формы рельефа.

Дивногорское гляциотектоническое сооружение расположено на юге Воронежской области в районе одноименного природного заповедника, административный центр которого находится в пос. Дивногорье [Лаврушин и др., 2010].

На севере рассматриваемая зона гляциотектонических деформаций ограничена широтным отрезком Дона, а на юге сквозной долиной, унаследованной современными крупными безымянными балками. В устье западной из них находится селение Криница, а на востоке в приустьевой части другой балки располагается обширное поселение Марки.

С запада на восток протяженность данного сооружения составляет около 45 км, а с севера на юг – около 15 км. Площадь равна примерно 675 км^2, что позволяет отнести его к крупнейшему из известных в настоящее время на территории России.

Дивногорское гляциотектоническое сооружение (ДГС) возникло в западной части крупной ледниковой лопасти донского оледенения, в процессе гляциодинамического воздействия на породы ледникового ложа, сложенного писчим мелом и мелоподобными мергелями верхнего мела (рис. 1). Поэтому главная специфическая особенность данного сооружения

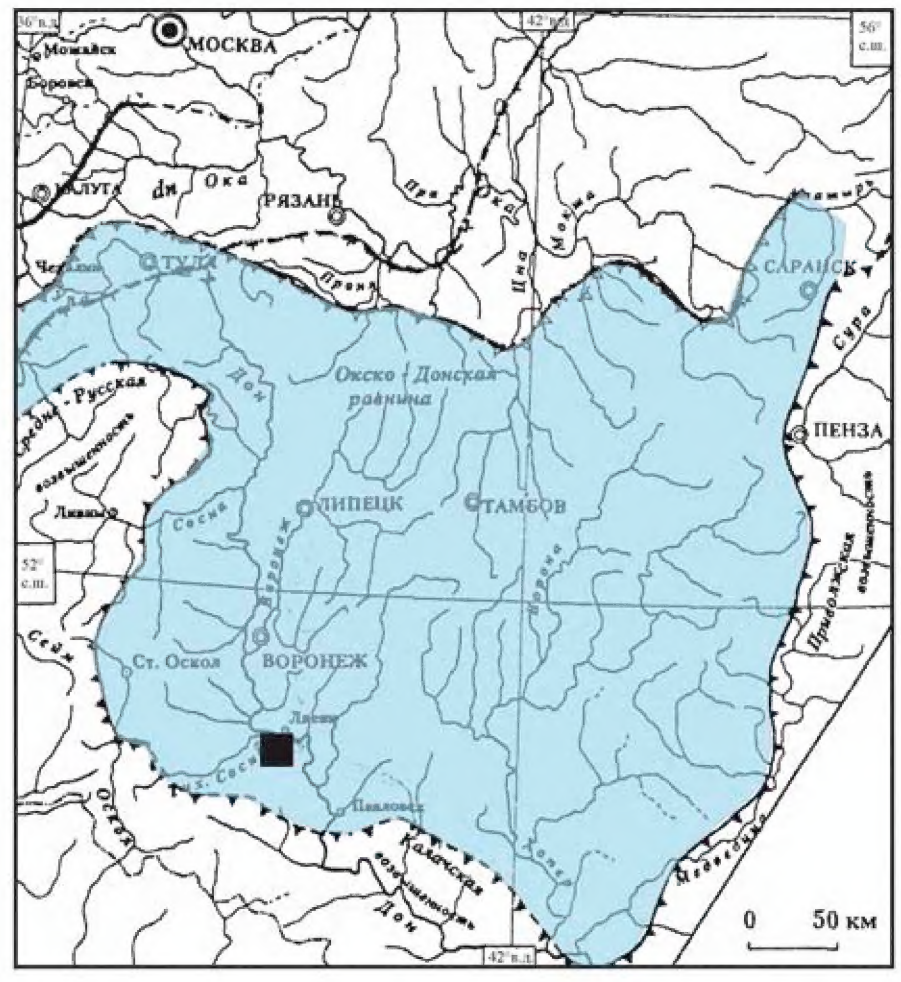


Рис. 1. Местоположение Дивногорского гляциотектонического сооружения (ДГС)

состоит в том, что основу его строения составляют безкорневые гляциотектонические нарушения, возникшие под воздействием движущихся ледопотоков в ледниковой лопасти покровного оледенения и обусловившие проявление как пластичных, так и хрупких деформаций в породах ледникового ложа. Мощность пород, затронутых гляциотектоническими преобразованиями, может достигать 60–80 м.

В геолого-структурном плане ДГС расположена на северо-восточном борту Воронежского вала, сложенного в основании архейскими и протерозойскими гранитоидами, гнейсами, сланцами, а также вулканогенными образованиями. Несогласно на них залегают средне- и верхнедевонские отложения (пески, песчаники, алевропесчаники, аргиллиты, мергели, известняки, туфопесчаники). Девонские образования перекрыты также несогласно залегающими отложениями мелового возраста (глины, пески, писчий мел и мелоподобные мергели). Палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения – это, главным образом, континентальные образования разного генезиса. Одним из важнейших отличий комплекса четвертичных отложений является присутствие в нем разного типа ледниковых и водно-ледниковых отложений донского ледникового покрова. Наконец, следует отметить, что возникновение ДГС повлекло изменение направления течения Дона с преимущественного меридионального на субширотное на участке между селениями Каротояк и Щучье.

1. Стадийность процесса образования и гляциологические предпосылки возникновения ДГС

В ходе геолого-съемочных работ, проводимых сотрудниками «Центргеологии» и Воронежской экспедиции было установлено наличие донной морены донского ледникового покрова в пределах возвышенной зоны поверхности эрозионно-денудационной равнины. На остальной территории ДГС покров был уничтожен в ходе последующего длительного воздействия денудационных процессов.

Анализ имевшихся и полученных нами материалов показал, что строение и история формирования структуры отличалась значительной сложностью. По результатам геоморфологических и структурно-геологических исследований в истории формирования ДГС было выделено пять разновременных стадий, которые названы по направлению вектора гляциодинамического воздействия на ледниковое ложе, который менялся во времени. По существу, выделенные тренды отражают направления течения основных потоков льда в примыкающих к структуре частях ледникового покрова.

Первоначальная, наиболее ранняя стадия N_1 – вектор гляциодинамического воздействия имел меридиональное (с севера) направление. Следующая стадия – стадия N-O – вектор гляциодинамического воздействия северо-восточный, третья стадия – стадия N_2 – соответствует вновь гляциодинамическому воздействию севера. Наконец, последняя стадия, с меняющимся, обтекающим северную часть ДГС направлением течения льда, состоит из двух подстадий: N-N-O на западе и O-W на востоке.

Однозначного объяснения причин изменения направления движения льда в краевой части ледникового покрова может быть несколько. Остановимся, по крайней мере, на двух версиях. Первая из них – изменения направления воздействия могло быть связано с меняющимся количеством накопления осадков выше зоны абляции и динамикой изменения последней. Это, в конечном итоге, не только влияло на положения края покрова, но и могло сказаться на изменении планового расположения ледотоков в толще льда. При этом для нашего рассмотрения важно подчеркнуть, что как при наступании края ледникового покрова, так и при его отступании происходило активного течение льда, что находит свое отражение в гляциодинамическом воздействии на породы ледникового ложа. Все это хорошо известно гляциологам, но недостаточно учитывается исследователями, изучающими проявления древних оледенений.

Вторая версия – деформации в породах ледникового ложа могли быть разновременными.

Большей части территории ДГС свойственны деформации, связанные со стадией N_1 и стадией N-O (рис. 2) Не исключено, что во время стадии N_1 деформации, возникшие под ее влиянием, могли быть распространены на всей территории ДГС.

Позднее, в стадию N-O, ранее возникшие (в стадию N_1) гляциотектонические нарушения были «срезаны», о чем свидетельствует установленное несогласие в пространственном расположении макродеформаций и различия между западным и восточным частями ДГС. Это позволило сделать вывод о более позднем возникновении нарушений, имеющихся в восточной части. Не исключено, что резкое изменение направления движения льда от стадии N_1 к стадии N-O было разграничено во времени незначительным по длительности интерстадиалом. Подобная трактовка гляциального процесса уже свидетельствует о сложности процесса дегляциации, происходившем в данном районе вблизи края максимального распространения донского оледенения. Ранее о сложности процесса дегляциации западной части донской лопасти говорилось в публикации Г.В. Холмового [2008]. В этой работе была создана одна из возможных

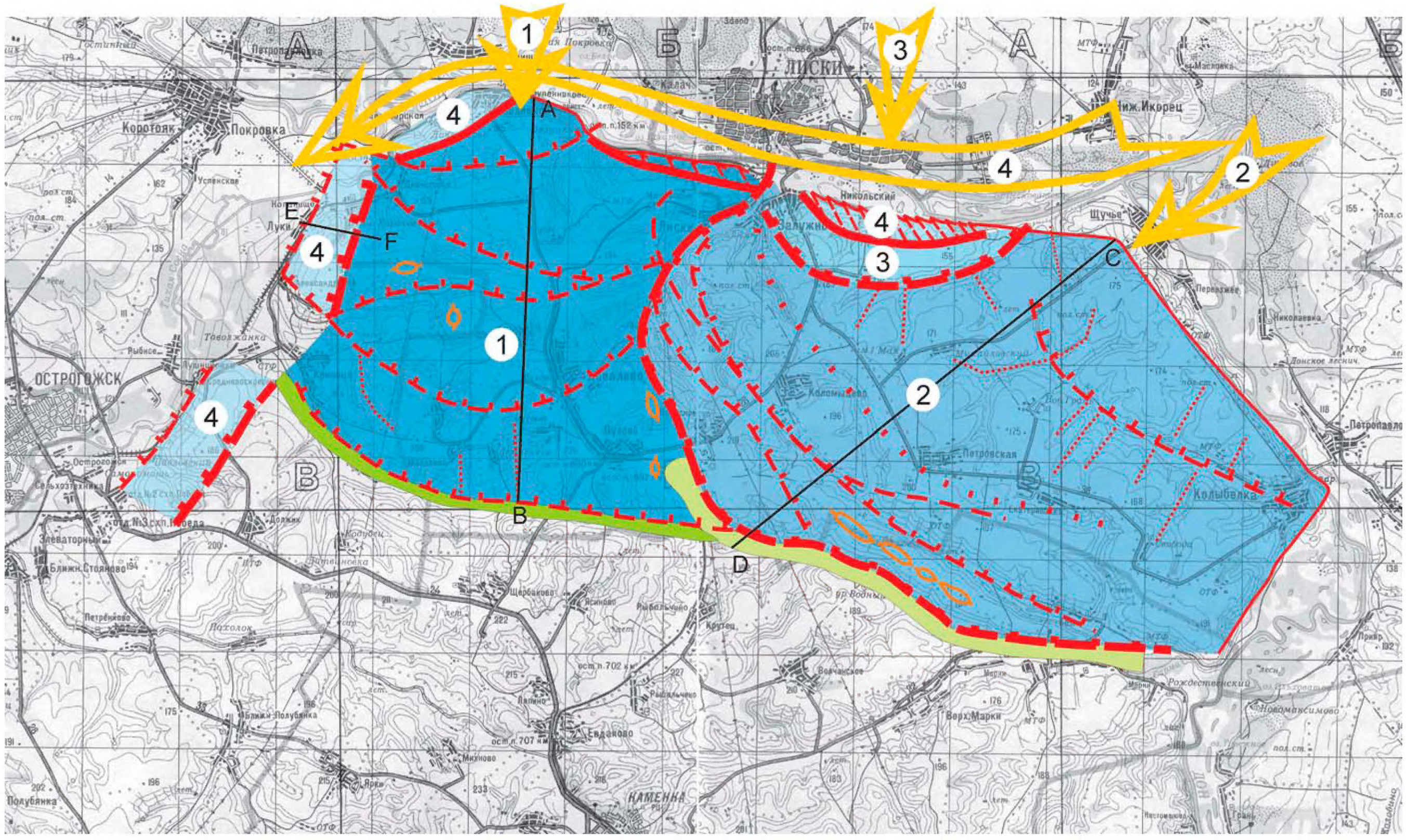


Рис. 2. Модель строения ДГС

Цифры в кружках – стадии формирования структуры; стрелки – направление гляциотектонического воздействия; цифры на стрелках соответствуют номерам последовательных стадий формирования структуры; пунктирные кривые и точечные линии – наиболее крупные разрывные нарушения; элипсовидные контуры – гляциокупола; по южной границе структуры показаны каналы стока талых ледниковых вод

моделей процесса дегляциации, применительно к донской лопасти. В макромасштабе модель Г.В. Холмового может существенно усложниться, благодаря включению в нее разноранговых по длительности интерстадиалов.

В данном разделе также важно подчеркнуть еще один важный момент, который касается места возникновения деформаций, связанных с активно движущимся ледотоком. В этом отношении необходимо сказать, что возникновение мощных деформаций в породах ледникового ложа происходит не только у края покрова, его фронта, но и непосредственно под толщей движущегося льда на некотором удалении от края покрова. Это связано не только с рельефом поверхности ложа, но очень часто с рельефом поверхности ледникового покрова. Рельеф поверхности, например, ледниковой лопасти может быть различным, но нередко в ее периферической части возникает достаточно крутой уступ, разграничивающий разные по мощности льда части лопасти. Этот уступ является пограничным рубежом между неодинаковыми по своей динамике и воздействию на ложе толщами льда. Именно к зоне уступа на поверхности лопасти обычно приурочены максимальные градиенты давления на ложе. Это воздействие не является статичным, поскольку формирование уступа связано с активным поступлением льда из внутренних частей лопасти и соответственно пространственным смещением. В конечном итоге воздействие на ложе движущихся масс льда в большой степени является динамическим, что обуславливает направленность вектора гляциодинамического воздействия на толщу пород ложа близкое к касательному. Это находит свое отражение в ориентировке и структуре возникающих безкорневых гляциотектонических структур. К такому типу структур относятся, по существу, большинство деформаций в изученном районе. Одним из геоиндикаторов высказанного соображения является отсутствие участия толщ морены в строении рассматриваемых гляциотектонических деформаций. Участие морены обычно связано с движением льда по внутренним сколам. В нашем случае, отсутствие морены в изученных структурах дает основание думать, что значительную роль в их возникновении играло пластическое течение льда. При динамическом воздействии со стороны ледника мел и мелоподобный мергель, слагающие ледниковое ложе, в силу своих физико-технических свойств могли реагировать на возникшее давление как пластичными, так и широко распространенными в данном случае хрупкими деформациями.

Очень кратко рассмотрим в порядке постановки вопроса еще одну версию, связанную с длительным временным интервалом межледникового ранга между выделенными стадиями. В этом отношении необходимо обратиться к западноевропейским, близким по возрасту гляциальным событиям. Среди них выделяется несколько одноименных оледенений, отличающихся друг от друга лишь номерами своих проявлений. В этой связи почему бы ни допустить, что разновременные деформации в породах ледникового ложа ДГС были образованы разными ледниковыми покровами, например, донским I и II. Но уровень исследований ледниковых отложений и их корреляции с ледниковыми образованиями оказался недостаточно детальным, чтобы можно было найти хотя бы небольшую зацепку в подтверждение высказанной данной версии. Необходимо обратить внимание на ряд разрезов, публикуемых Н.Г. Судаковой [2004] и В.Г. Глушковым [2011], которые описывают толщи морен, лежащих друг на друге без ледниковых осадков, разделяющих эти образования. Подобное залегание разновозрастных морен описывается во многих районах, но анализ подобных особенностей залегания ледниковых образований в породах донской области пока не привлек достаточного внимания исследователей. В этом отношении полезно было бы детально изучить включения рыхлых отторженцев в составе верхней донной морены, которые могут быть фрагментами толщ, разделяющих донные морены.

В заключение кратко подчеркнем наиболее важный итог данного раздела статьи. Главное – это признание меняющегося разностороннего направления гляциодинамического воздействия ледниковых масс на структуру ледникового ложа: северное, северо-восточное, северо-северо-западное и субширотное, переходящее в северное. Это воздействие происходило под влиянием движущегося ледникового покрова, независимо от стадии или фазы его развития (трансгрессивной или деградационной). Вместе с тем становится очевидным, что гляциодинамические деформации западной и восточной частей ДГС были разновременны, хотя оценить временной интервал между ними пока не представляется возможным. Вместе с этим оказалось возможным наличие изменяющегося вектора гляциодинамического воздействия во время последней стадии, что было связано с обтеканием ледопотоком возникшего препятствия в виде ДГС.

2. Гляциотектонические нарушения различных стадий образования ДГС и их отражение в рельефе и породах ледникового ложа

Как отмечалось, **стадия N_1** образования ДГС отражает первоначальное зарождение рассматри-

ваемого сооружения. Гляциотектонические проявления стадии N_1 четко выражены в рельефе западной части структуры (рис. 2).

Зарождение структуры было связано с возникновением парагенеза гляциодепрессии, примыкающей с севера к ДГС, и в настоящее время занятое широтным отрезком долины р. Дон. Подобный парагенез, прежде всего, свидетельствует о проявлении крайне интенсивного воздействия наступающего ледникового покрова на свое ложе. Напомним, что главный вектор течения льда во время данной стадии был меридионального направления с севера на юг, что реконструируется по ориентировке гляциотектонических нарушений. Дешифровка последних была установлена по анализу рельефа. Характерной особенностью рельефа является наличие широкой сети глубокого эрозионного овражно-балочного расчленения. Глубина балок достигает 80 м. Простирание балок близко к субширотному. Северные борта балок являются крутыми, а южные – пологими. В результате поверхность западной часть ДГС оказалась расчленена балками на ряд фрагментов, полого наклоненных к северу, высотные отметки, которой изменяются от 220 до 160 м. Упомянутые фрагменты денудационной равнины в ходе расчленения овражно-балочной сетью в плане приобрели сегментоподобные очертания.

Приведенная характеристика балок и особенно их простирание оказывается поперечным к генеральному направлению движения донского ледникового покрова в фазу его наступления. Ассиметричный поперечный профиль балок, различные уклоны поверхности бортов, позволяет допустить, что в процессе активного динамического воздействия ледникового покрова на ложе, в последнем возникли крупные трещины, расчленивших территорию на упоминавшиеся сегментоподобные блоки.

Впоследствии субширотно-ориентированные балки унаследовали возникшие ослабленные зоны и отпрепарировали фактически их первоначальную морфологию. В данном случае речь идет об асимметрии балок и различной крутизне их бортов, что не исключает возможности полагать о связи данной макротрещиноватости с процессом зарождения крупных гляционадвигов. Таким образом, отмеченная достаточно густая сеть балок, ориентированная поперек к генеральному направлению движения ледникового покрова в фазу его наступания, с нашей точки зрения, отражает значительные гляциотектонические нарушения в породах ледникового ложа. Кроме того, данная макротрещиноватость является начальным элементом формирования Дивногорского гляциотектонического сооружения. При этом возникновение показанных субширотно-ориентированных нарушений (рис. 2) возможно отражает, в том числе перемещающийся существовавший уступ в рельефе поверхности краевой части движущегося ледникового покрова. Важно еще раз отметить, что в рельефе краевых частей современных ледовых покровов или ледников часто встречаются четко выраженные перегибы поверхности в виде уступов, разделяющих части толщи льда разной мощности и разной относительной высоты. Известно, что к подобным достаточно резким изменениям ледникового рельефа приурочены, как отмечалось, максимальные градиенты давления и соответственно вероятное гляциотектоническое воздействие на ледниковое ложе. Возможно, возникновение сегментовидной формы участков ложа, ограниченных макротрещинами, связано как раз с изменением и соответственно миграцией пространственного расположения уступа в рельефе поверхности глетчера в трансгрессивную его фазу. В конечном итоге можно достаточно уверенно говорить о том, что субширотная макротрещиноватость, отражающая возникавшую надвиговую структуру представляет собой этап начального образования ДГС. При этом необходимо обратить внимание на то, что при описании западной части ДГС речь шла о зарождающихся надвиговых структурах в породах ледникового ложа, поскольку пока не имеется каких-либо материалов, позволяющих судить об амплитуде их смещений (рис. 3).

Гляциотектонические проявления стадии N-O выражены в рельефе восточной части ДГС. Рельеф восточной части ДГС представляет собой слабо расчлененную равнину, поверхность которой наклонена на северо-восток. Абсолютные высоты изменяются от 200 м на юго-западе до 170 м на северо-востоке. В центральной части равнина имеется лишь одна крупная балка, в устье которой находится селение Колыбелка. Верховья балки подходят к хутору Михайловский. Тальвег балки имеет азимут простирания 315–320°(максимальная протяженность до 30 км). Вблизи данной балки поверхность равнины расчленена достаточно густой сетью коротких оврагов-балок с пологими бортами. Практически все овраги-балки субпараллельны и имеют азимут простирания около 45°.

На юго-западе рассматриваемой территории в ее латеральной части имеются две крупные субпараллельные балки, азимут простирания которых около 315–320°. Расстояние между тальвегами балок 2–2,3 км. Наиболее внешняя из них ограничивает с востока ДГС. В приустьевой части ее расположено селение Марки. Морфология обоих балок идентична: в поперечном профиле они ассиметричные, левые их борта крутые, а правые пологие. Межбалочное пространство представ-

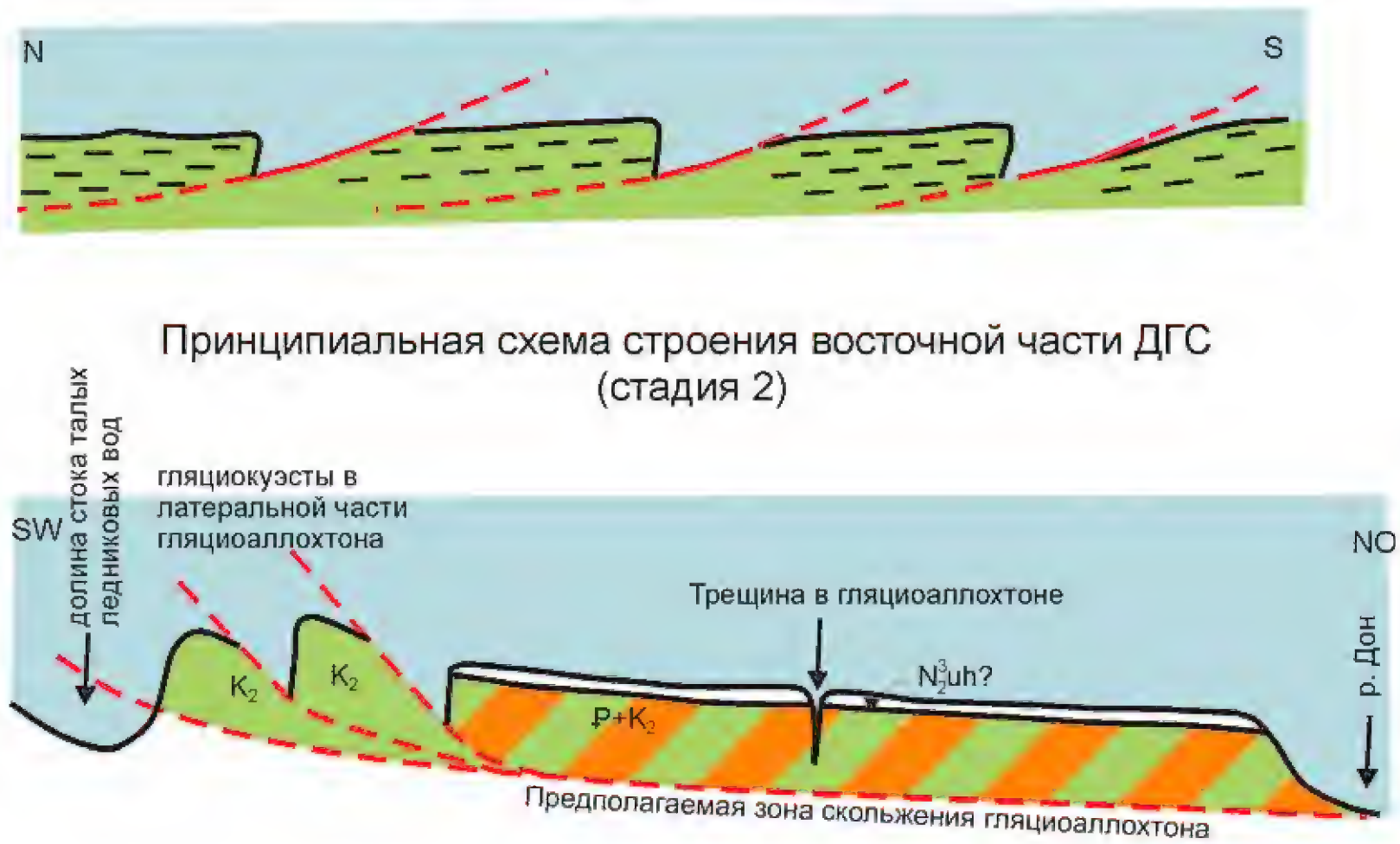


Рис. 3. Принципиальные схемы строения ДГС, возникшие в стадии 1, 2, 4

ляет собой грядоподобную возвышенность с пологим северо-восточным склоном и крутым юго-западным (рис. 2)..

На поверхности юго-западного участка ДГС по данным геологической съемки развиты верхнеэоценовые глины, пески, мергеля киевской свиты. Северо-восточная граница распространения на поверхности равнины отложений киевской свиты представляет собой слабо выпуклое к юго-западу ограничение, в центральной части которого расположено селение Петровское. На юго-западе распространение этих образований на поверхности ограничено бровкой левого борта внутренней балки. Территория двух субпараллельных балок с поверхности сложена верхнемеловыми отложениями. Северо-восточнее распространения на поверхности верхнеэоценовых образований развиты усмань-хапровские слои верхнего плиоцена. Это глины серые, красно-бурые и пески. Возраст этих образований, как отмечают авторы листа геологической карты, требует своего уточнения.

Важно отметить, что территория распространения отмеченных кайнозойских образований отличаются друг от друга по абс. отметкам. Верхне-

эоценовые отложения развиты на участках равнины с высотными отметками 200 м, а неогеновые – на участках равнины с отметками 175–170 м. Наконец, грядоподобное возвышение с отметками около 180 м сложено, начиная с поверхности, отложениями верхнего мела. Приведенный геолого-геоморфологический облик восточной части ДГС (за исключением сегментоподобного блока южнее с. Никольский) нами рассматривается как смещенный с северо-востока крупный гляциоаллохтон, строение юго-западной части которого осложнено гляционадвиги (рис. 3).

На юго-западной окраине территории выделяются два гляционадвига, по которым возникли две упомянутые выше балки. Расположенная между балками грядоподобная возвышенность, имеющая куэстоподобный облик и ограниченная двумя надвигами, относится к специфической форме рельефа – гляциокуэсте. Субпараллельная зона гляционадвига фиксируется по резкому изменению высоты в зоне контакта верхнеэоценовых и верхнеплиоценовых отложений. Более того, кулисообразно расположенные две балки-притоки, впадающие во вторую балку (от края восточной части ДГС), скорее всего, унаследовали возникшие достаточно крупные трещинные образования. Не исключено, что кулисообразность их расположения связана с возникавшими нарушениями правостороннего гляциосдвига (рис. 2). При этом вершины балок-притоков, отклоняющиеся к северо-западу, скорее всего, наследуют не полностью отдешифрованную линию гляционадвига. Что касается балки, в устье которой расположено селение Колыбелка, то ее возникновение, связано, видимо, с унаследованием крупной ослабленной зоны трещиноватости без каких-либо геоиндикаторов смещений надвигового типа.

Интересным моментом является субпараллельность всех отмеченных, описанных структур и элементов рельефа и, что очень важно, несомненно, направленный с северо-востока вектор тренд гляциодинамического воздействия. Наконец, еще один момент, упоминавшийся выше – это несогласие в соотношениях гляциотектонических нарушений западной и восточной частей ДГС. Последнее позволяет предполагать отмирание меридионального вектора гляциодинамического воздействия и возникновение северо-восточного. Как отмечалось, изменение данного воздействия было связано с кратковременным интерстадиалом.

Наконец, необходимо обратить внимание на своеобразные гляциотектонические формы рельефа, возникновение которых было связано с механизмом образования гляциопротрузионных структур. Эти структуры, отпрепарированные денудацией, выделены в качестве гляциокуполов. Распространены они в юго-западной периферической области рассматриваемого участка ДГС. Эти формы рельефа встречаются как отдельно стоящие, так и расположенные в виде непротяженных цепочек. Это куполообразные, как округлые, так и удлиненные холмы, «насаженные» на плоской поверхности денудационного плато или на пологих склонах балок в зоне контакта западной и восточной частей ДГС. Высота этих холмов может достигать 20–25 м. Пока только в одном из отложений подобного холма удалось установить, что данные формы рельефа по особенностям строения могут рассматриваться в качестве гляциопротрузий [Лаврушин, 1976]. Этот холм конусообразной формы расположен вблизи ж/д станции Откос и в популярной литературе называется г. Шатрище (рис. 4). В своей нижней части в изученном разрезе данного холма имеются выходы значительно сцементированного писчего мела, в котором «плавают» конкреции фосфоритов в поперечнике достигающие 2,5 см (рис. 4, врезка). По данным ренгеноспектралнього анализа конкреций содержание P_2O_5 составляет 19,58%.

В этом плане необходимо отметить, что в нижележащих песках сеномана имеются в виде прослоев и в рассеянном виде конкреции фосфоритов. Не исключено, что при процессе выдавливания конкреции фосфоритов были внедрены в материал писчего мела, находившийся в пастообразном виде. После спада напряжений паста превратилась в бетон, что обусловило существенно большую прочность породы, в отличие от обычного писчего мела.

На упоминавшейся выше гляциокуэсте, на ее слабо наклоненной плоской поверхности имеется несколько небольших гляциокуполов, имеющих удлиненную эллипсовидную форму, относительной высотой 15–20 м. Данные холмики располагаются примерно по продольной оси гляциокуэсты. Возможно, такое расположение связано с имеющейся макротрещиной. Как показали исследования в краевых зонах материковых оледенений [Лаврушин, 1976], подобного типа структуры распространены достаточно широко. Отличие их от рассматриваемых структур состоит в том, что сложены они рыхлыми четвертичными отложениями с участием моренных образований. Важным принципиальным отличием гляциопротрузионных структур ДГС является то, что данный процесс происходил исключительно внутри пород ледникового ложа.

Южное обрамление ДГС ограничено двумя крупными балками. На западе в устье балки находится селение Криница, а в восточной части сел. Марки. Верховья этих балок соединяются друг с другом, образуя сквозную долину. По нашим пред-

Рис. 4. Гляциокупол (гора Шатрище). «Плавающие» конкреции фосфоритов в отложениях мела туронского возраста в нижней части гляциокупола (слева на врезке – темные включения)

ставлениям, первоначально возникновение этой сквозной долины было связано со стоком талых ледниковых вод из приледникового бассейна, существовавшего в гляциодепрессии, ныне занятой низовьями р. Тихая Сосна. Позднее, при активизации ледниковой лопасти стадии 2, сток талых вод с восточной части глетчера частично унаследовал уже существовавшую долину стока западного водного потока. При этом, может быть, правильнее называть образовавшиеся долины каналами стока катастрофического спуска талых вод.

Что касается стадий N_2 и стадии N-N-O; O-W то, в целом, они оказали моделирующее влияние на формирование ДГС и, по существу, завершали ее образование. При рассмотрении гляциодинамического воздействия этих стадий на строение ДГС мы придерживаемся представлений о том, что между ними был кратковременный интерстадиал. В отношении последней стадии развивается идея об одновременном разнонаправленном гляциодинамическом воздействии ледниковой лопасти покрова, менявшей свое направление в ходе обтекания возникшего препятствия в виде ДГС.

Кратко рассмотрим **третью стадию – стадию N_2**, которая относится к вновь возникшему кратковременному гляциодинамическому воздействию с севера, которое нашло свое отражение лишь на территории восточной части ДГС.

В этом отношении обратим внимание на северную часть ДГС. В районе южнее сел. Никольское имеется блок плато со слабо наклоненной к северу поверхностью, имеющий абс. высоту 155 м. С юга этот фрагмент, протяженностью с запада на восток около 10 км и шириной до 3,5–4 км, ограничен долиной балки, верховья которой очень близко подходят к верховьям одного из оврагов южнее пос. Залучиное. В результате рассматриваемый блок имеет полуэллипсоидальное очертание и рассматривается нами как сравнительно небольшой гляциоаллохтон, перемещенный из формировавшей-

ся с севера прилежащей к ДГС гляциодепресии, занятой в настоящее время широтным участком долины Дона.

Важно отметить четко выраженное геоморфологическое несогласие данного субширотного гляциоаллохтона, перемещенного с севера, с макроаллохтоном всей восточной части ДГС. Это позволяет высказать мнение о том, что после прекращения ледопотока, двигавшегося с северо-востока, гляциодинамическая структура края ледникового покрова изменилось на меридиональное направление.

Рассмотрим теперь гляциодинамические процессы, создающие гляциотектнические деформации в заключительную стадию формирования ДГС. В северо-западной части ДГС гляциодинамическое воздействие происходило в основном с северо-северо-востока (N-N-O), а восточнее создаваемое напряжение на ледниковое ложе имело направленный вектор близкий к субширотному: с востока на запад (O-W). Можно думать, что в рассматриваемую стадию ледниковый покров, по-существу, захватывал территорию ДГС лишь своей латеральной частью. В связи с изложенным, гляциотектонические деформации оказались приуроченными к узкой полосе на северной и северо-западной окраине сооружения. В связи с этим для изложения имеющегося материала мы сочли целесообразным данную стадию подразделить на две подстадии: N-N-O и O-W.

На северо-западной окраине в рассматриваемую подстадию (N-N-O) основной поток льда проходил в гляциодепрессии, занятой низовьями Тихой Сосны, между современным пос. Каротояк и ст. Копанище. В рельефе вдоль края западной части ДГС имеется гряда субмеридианального простирания, которая несколько возвышается над прилежащим плато, испытавшем воздействие стадии N_1 (рис. 2). В этом отношении следует особенно подчеркнуть, что между рассматриваемой грядой и основными элементами рельефа плато имеется четко выраженное несогласие. Это свидетельствует об их разновозрастности; рассматриваемая гряда является относительно более молодой. Приуроченность гряды к борту гляциодепрессии (занятой ныне долиной реки Тихой Сосны) позволяет рассматривать ее как валоподобную гляциотектоническую структуру выдавливания субмеридианального простирания, образовавшуюся вблизи краевой части мощного ледового потока, формирорвавшего не только ее, но и упомянутую тихососненскую гляциодепрессию (рис. 3).

Проведенные структурно-геологические исследования в пределах данной гряды позволили установить наличие в ней нескольких типов гляциотектонических нарушений, имеющих признаки сдвигово-надвиговой кинематики. Важнейшими из них являются гляционадвиговые чешуи, надвигоподобные «потоки», складки, дайкоподобные структуры, широко развитая вертикальная трещиноватость и наличие субгоризонтальной отдельности, связанной с плоскостям сдвига-среза.

Четко выраженная гляционадвиговая чешуя была обнаружена в разрезе верхней части восточного борта крупной балки – северного отвершка балки Голой, почти напротив гостиницы. В данном разрезе, известном как «Безымянная дива», с нашей точки зрения, обнажен фрагмент надвиговой чешуи. Этот фрагмент интересен по двум обстоятельствам.

Первое из них – это его высокое гипсометрическое положение и расположение на восточной окраине валоподобной структуры. Второе – это особенность строения данного фрагмента, в котором выделяются три яруса (рис. 5), разделенных субгоризонтальными поверхностями надвигов.

Верхний и нижний яруса этой «Дивы» сложены монолитным мелом. В средней части можно наблюдать очень сложное строение. В породах, слагающих данный фрагмент, имеется трещиноватость, представленная как вертикальными, так и субвертикальными трещинами (углы падения от 90 до 70°). Азимуты простирания трещин образуют два сегмента 350–300° и 270–220°. Данные трещины относятся к трещинам гляциодинамического сжатия с несколько меняющимся вектором направленности основного давления, на которое реагировали породы слагающие борта ледникового ложа активного двигающегося по гляциодепрессии ледового потока. Помимо отмеченных субвертикальных трещин в породах, слагающих средний ярус надвиговой чешуи, имеется субгоризонтальная отдельность (рис. 6), которая рассматривается нами как отражение гляциотектонического среза – сдвига, возникшего при продолжавшемся давлении со стороны ледотока на почти прекратившую свое движение надвиговую чешую. Таким образом, в рассматриваемом разрезе выделяются гляциотектонические индикаторы, возникавшие, как в процессе активного перемещения надвиговой чешуи, так и хрупкие деформации, характеризующие стационарное положение чешуи. В частности, об этом свидетельствует то, что субвертикальные трещины секут горизонтальную наслоенность, имеющуюся в этой части чешуи, и субгоризонтальную отдельность процесса среза-сдвига. Конечно, данное подразделение хрупких деформаций имеет отношение лишь к средней части чешуи, процесс возникновения которой был связан, как указывалось, с активным ее перемещением. Поэтому, есть все основания считать, что образование субвертикальных трещин

Рис. 5. Ярусность строения Безымянной «дивы»

Рис. 6. Субгоризонтальная наслоенность в среднем ярусе «дивы»

сжатия происходило уже в последующей, иной гляциотектонической ситуации, для которой были свойственны лишь напряжения сжатия, не достигшие степени проявления смещений сдвига-среза или пластического течения.

В верхней толще чешуи, также имеется субвертикальная трещиноватость, возникновение которой произошло, скорее всего, при ее стационарном положении. В этом отношении, для окончательного варианта динамической интерпретации трещиноватости в верхней части чешуи пока недостаточно имеющихся материалов. В этом плане важно уточнить соотношение от вертикальной трещиноватости в обеих частях разреза, и также наличие или отсутствие на стенках трещин зеркал скольжения или сохранившихся фрагментов в виде примазок сцементированной меловой пасты на плоскостях, расчленяющих толщу мела на отдельные блоки.

Теперь обратимся к материалам, полученным при изучении карьера Копанище, которые характеризуют строение нижней части рассматриваемой субмеридиональной гряды, испытавшей интенсивное воздействие со стороны латеральной части движущегося ледового потока. В этой связи, рассмотрим, прежде всего, структуры надвигоподобных «потоков» (рабочий термин). В этих структурах иногда можно наблюдать сложное строение. Внутри одной из подобных структур было отмечено вложение друг в друга ложкоподобных элементарных «потоков». При этом одном из таких сложнопостроенных «потоков» в его центральной части имелся элементарный поток со структурой, близкой к брекчиевидной. Образование последней было связано с разрушением отдельности, присущей толще мела, под воздействием интенсивных напряжений, возможно, связанных с большими скоростями перемещения материала в этой части «потока». В латеральной части внешнего элементарного потока в толще мела сохранилась субгоризонтальная отдельность, расчленяющая толщу на более мощные пласты (1,0–1,5 м). Это дает основание думать о дифференцированных скоростях перемещения материала внутри рассматриваемого типа структур (рис. 7).

Еще одна важная особенность этих структур, которая была обнаружена при структурно-геологических исследованиях. Азимут падения бортов ложкоподобных структур составляет примерно 330°, а углы падения бортов достигают 40–60°. Внутри ложкоподобных составных частей потока, пласты мела имеют меняющийся азимут простирания, образующие сектор от 350 до 10° при углах падения 40°. Такие углы паде-

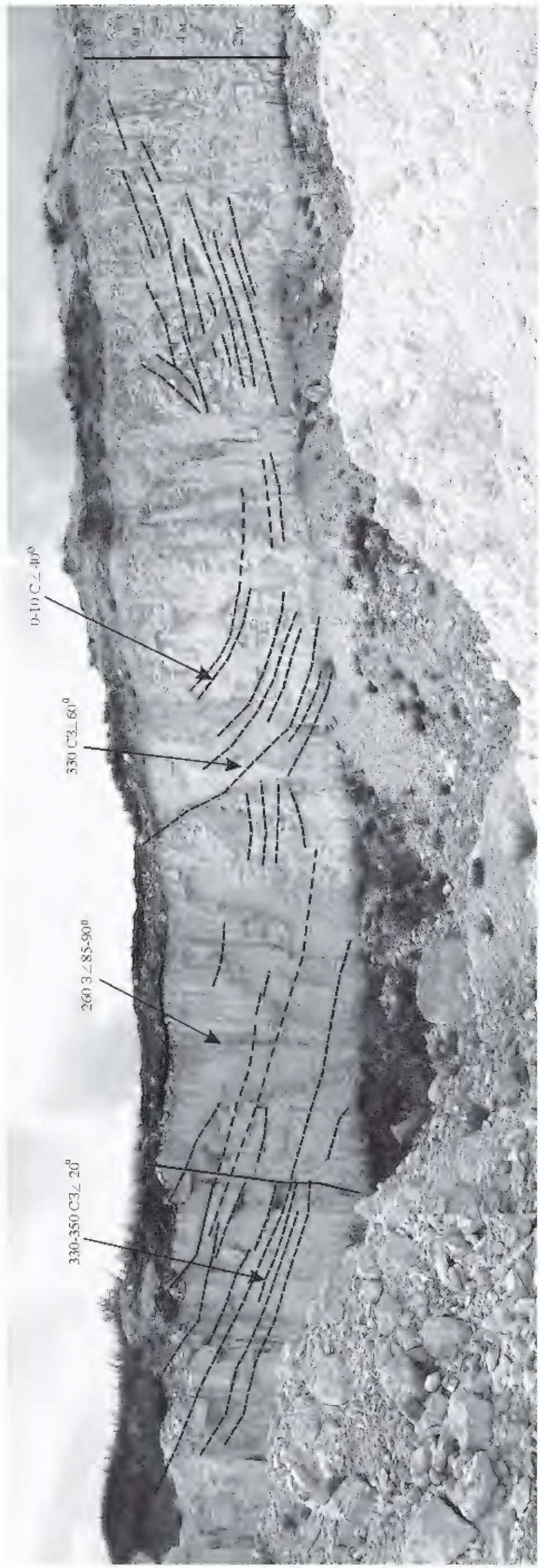


Рис. 7. Сложнопостроенный надвигоподобный «поток» (карьер Копанище)

ния не противоречат представлениям об отнесении подобных структур к типу структур выдавливания под значительными углами снизу вверх.

Интересно, что потоково-надвиговые структуры выжимания, естественно связаны с известной пластичностью мела, но они не пользуются сплошным распространением. Они перемежаются со значительными блоками мела, подвергшимися различной интенсивности трещинообразования.

Иногда с надвигово-потоковыми образованиями в парагенетической связи находятся складчатые структуры. Это удалось наблюдать лишь в одном случае (рис. 8). Складки встречаются и без видимой связи с надвигово-потоковыми структурами. В одном из рабочих уступов карьера была зафиксирована складка, образованная пластами мела. Ось складки имела широтное простирание, а крылья имели почти одинаковые углы падения от 5 до 15°.

Интерес представляет обнаружение дайкоподобной структуры в верхней части карьера. В толщу мела оказалось внедрено крупное тело – дайка, сложенная песчано-глинистыми породами бурого цвета (рис. 9). Дайка ограничена системой трещин простирания 260° и 330°. При этом трещины простирания 260° субвертикальны, а трещины 330° имеют угол наклона 70–80°. По контакту песчаных пород дайки с меловыми отложениями наблюдаются зеркала скольжения, примазки черных уплотненных глин, а также мелкие складчатые деформации, глиняные окатыши (рис. 10). К востоку от дайки продолжается система трещин простирания около 340, по которым в толщу мела проникают песчано-глинистые прослои бурого цвета.

Наконец, как уже отмечалось, в толще мела широко развито различной густоты трещинообразование, которой рассматривается нами как отражение процессов сжатия (рис. 11 А, Б). Углы падения трещин близки к вертикальным. Распределение их в массиве мела различно – имеется смена интенсивно трещиноватых пород с более массивными блоками. Зоны интенсивной трещиноватости имеют мощность 0,5–1,5 м, а с более разреженной трещиноватостью блоками, ограниченные трещинами достигают мощности 3–5 м.

Рис. 8. Фрагмент северного крыла пологой складки (карьер Копанище)

Рис. 9. Дайка, сложенная песчано-глинистыми отложениями (карьер Копанище)

Изучение трещиноватости показало, что азимуты их простирания могут быть объединены в 3 системы (около 270°, 310–330° и субмеридиональные), которые отражают меняющуюся последовательность процессов гляциодинамического сжатия. Первая группа связана с давлением ледника близким к меридиональному, вторая – с давлением с северо-запада, а третья – с давлением с запада. Подавляющее большинство трещин имеет угол падения 90°. Необходимо отметить еще один важный момент – на плоскостях блоков мела, которые образованы в ходе трещинообразования, часто можно наблюдать близкие к горизонтальному зеркала скольжения. Это значит, что трещинообразование сопровождалось смещением блоков относительно друг друга.

Подводя основной итог рассмотрению формирования ДГС в подстадию N-N-O необходимо отметить, что основное гляциодинамическое воздействие потока льда на северо-западную окраину структуры выразилось в формировании волнообразной структуры выдавливания осадочного материала. Процесс образования данной структуры был связан с выдавливанием мела из возникавщей гляциодепрессии.

Кроме того, северо-западный угол ДГС поворачивающим к югу ледовым потоком оказался почти нацело срезан. В ходе его срезания и зна-

Рис. 10. Зеркала скольжения на контакте дайки и меловых пород (карьер Копанище).

чительного трения в зоне отрыва блока мела, образовавшего упомянутый угол, возникла мощная толща меловой муки, послужившая основой для формирования Больших див. С зачаточным смещением блока меловых пород в районе мужского монастыря связано образование Малых див. Механизм этих форм рассматривается в следующем разделе настоящей статьи.

Очень кратко рассмотрим гляциотектонические деформации, возникшие в подстадии O-W на севере восточной части территории ДГС. Проявление деформаций установлено на севере восточной части ДГС на блоке, возникшим в стадию N_2. На северной окраине блока в узкой полосе, прилегающей к южному борту долины Дона, обнаружена система коротких оврагов, приустьевая часть которых в плане имеет асимметричное зубчато-пилообразное очертание (рис. 2). Предполагается, что данная система возникла в процессе широтного движения (с востока на запад) ледового потока и отражает зарождение элементов сдвиговой кинематики.

Более того, не исключено, что образование Больших и Малых див было связано также с проявлением сдвиговой кинематики, но более крупного масштаба.

В заключение данного раздела подведем главный итог. Суть его состоит в том, что направленность гляциодинамического воздействия ледового потока на ложе отличалось значительной измен-

Рис. 11. Проявление трещиноватости в меловых породах (карьер Копанище)
(а – интенсивная, б – разреженная)

чивостью. Последняя достаточно определенно свидетельствует о сложности процесса дегляциации. Наконец, еще одно важное замечание. В комплекс ДГС необходимо включить не только охарактеризованную возвышенную территорию, но и прилегающую к ней значительную гляциодепрессию в пределах существующих ныне долин Дона и Тихой Сосны.

3. Строение и механизм образования див

Одной из замечательных и привлекательных природных памятников на территории ДГС являются меловые Дивы, представляющие собой сложенные мелом столбы, как бы вырастающие из крутого склона (рис. 12, 13). В настоящее время в районе Дивногорья остались две группы меловых столбов – «Большие Дивы» и «Малые Дивы». Большие Дивы нависают над Тихой Сосной, высота Див достигает 8 метров, поперечник их основания около 20 м. Всего таких Див на человеческой памяти было 27, из которых сохранилось только 4. Остальные были взорваны в связи со строительством железной дороги (были опасения, что фрагменты див могут обрушиться на полотно). Малые Дивы располагаются в низовье Дивногорской балки, открывающейся в долину Дона. Высота их достигает 5–7 метров.

Дивы давно привлекали внимание путешественников и краеведов. Первые сведения о них содержатся в записках Игнатия Смольянина, спутника митрополита Пимена, направлявшегося летом 1389 г. из Москвы в Константинополь «видели столпы каменные белые, дивно и красиво стоят они рядом, маленькие стога, белы и очень светлы над рекою над Сосною». В апреле 1769 года Дивногорье посетил С.Г. Гмелин, участник академической экспедиции 1769–1774 гг. « … видели на самой середине горы около 20 пирамид, кои стояли сряду одна подле другой, и каждая находилась в расстоянии на две или три сажени»

Существует несколько гипотез происхождения Див, некоторые из них весьма экзотические. Всего по литературе можно выделить три основных гипотезы.

1. Эрозионно-денудационная гипотеза была впервые выдвинута 1860 г. Л.Б. Болиховским в книге «Историческое, географическое и экономическое описание Воронежской губернии». В «памятной книжке» Воронежской губернии (1864 г) сказано «происхождение этих див самое прозаическое: образовались они от того, что гора

Рис. 12. Фрагмент Больших див

Рис. 13. Малые дивы.

осыпается, особенно весной, и обнажает плотные слои мела, вкоренившиеся в почве на далекую глубину».

2. Воронежский географ Ф.Н. Мильков в 1954 г. выдвинул и в дальнейшем развивал другую гипотезу. Пески, подстилающие толщу писчего мела вымываются подземными водами и образуются обширные пустоты. Мел проседает и растрескивается. Затем трещины обрабатываются атмосферными осадками, частично расширяются, а стенки мела уплотняются, превращаясь в известняк. Именно эти плотные объызвестковившиеся отдельности писчего мела сохранились в виде Див.

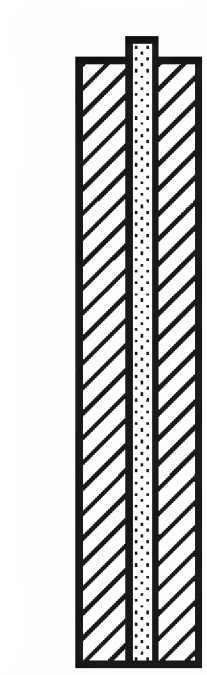
На основе результатов проведенных исследований нами развиваются представления о достаточно сложном происхождении див. Основу этих представлений составляют два фактора последовательно сменивших друг друга. Первый из них связан с гляциотектоникой, а второй, – с последующими денудационными процессами. Рассмотрим эти два фактора подробнее, тем более что наличие див является одной из важных особенностей строения ДГС.

Анализ полученных материалов позволил выделить два типа див. Первый из них образован перетертой сцементированной «пастой» мела, по строению которой выделено, по крайней мере, три разновидности (рис. 14). Первая из них – это отсутствие в толще «пасты» какой-либо текстуры.

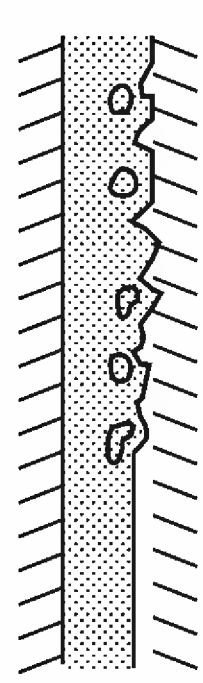
Вторая разновидность имеет более сложное строение (рис. 15). В центральной части дивы имеется слабо выраженная вертикальная текстура, а в латеральной ее части, примыкающей к надвиговому блоку – имеются неокатанные фрагменты писчего мела «плавающие» в пасте (рис. 16).

Третья разновидность – это каплеподобные (только по форме, а не по размерам) наплывы пасты, лежащие друг на друге, имеющие наслоенность близкую к субгоризонтальной или слабо наклоненную. Наиболее характерным примером данной разновидности является Дива, в которой сделан вход в храм XVII в.

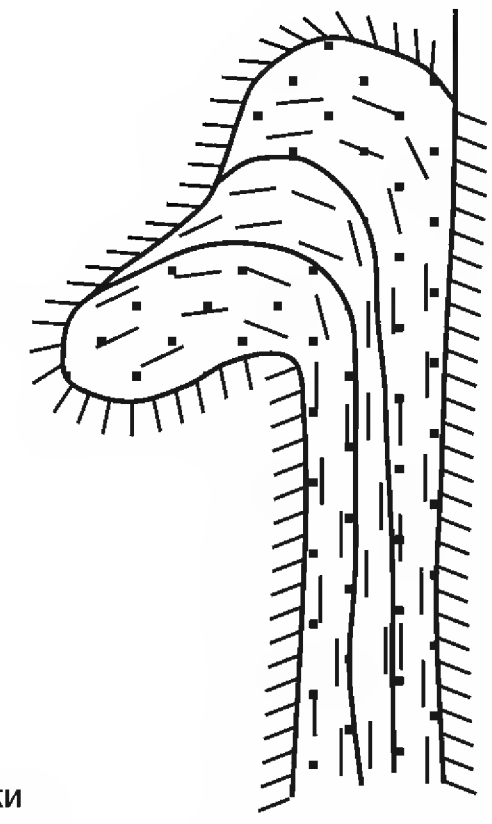
Все три разновидности слагают Большие Дивы, находящиеся непосредственно в Дивногорье. Как ясно из приведенной типизации материала, слагающего Большие Дивы, основу его составляют



При взаимном трении пластин возникает меловая мука, которая пропитывается талой водой и превращается в пасту. При спаде напряжений происходит бетонирование пасты



"Плавающие" обломки в пасте



Каплеобразные излияния пасты из крупной широкой полости

Рис. 14. Разновидности див

щины сжатия, которые расчленят писчий мел на вертикально стоящие пластины. В процессе продолжающегося сдавливания образованные и ограниченные трещинами пластины смещаются относительно друг друга. В ходе взаимного трения пластин мел, слагающий их, растирается и возникает так называемая меловая мука, которая при взаимодействии с водой превращается в пасту, а после спада напряжений цементируется и превращается практически в бетон.

Возникновение воды, смачивающей муку, связано с трением друг о друга блоков мерзлых пород. Обычно мерзлота присутствует под ледниковыми покровами. В ходе продолжающего давления возникающая паста заполняла образовавшиеся трещинообразования полости. После спада давления, благодаря цементации пасты и возникшие ранее полости оказывались полностью или частично «залеченными». Естественно толщина или мощность возникающих сцементированных пластин зависела от величины приложенного гля-

Рис. 15. Дива с выраженной зональностью строения

Рис. 16. «Плавающий» обломок мела в толще дивы

циодинамического давления и длительности его воздействия. Есть признаки того, что проявления этого процесса могло быть кратковременно прерывистым. В результате полость могла уже быть первично слабо зацементированной. При вновь возникшем значительном давлении трещина вновь возникала, образовывалась новая порция меловой муки и происходила ее последующая цементация. В результате в толще зацементированной пасты возникают вертикальные наслоения, разграничивающие элементарные первичные порции возникшей пасты. Возможно, что при спаде давления и прекращении трения, насыщенная влагой паста не только цементировалась, но и вновь замерзала. В процессе замерзания часть воды вытеснялась, и на поверхности возникшего бетона появлялись тонкие прослойки режеляционного льда, разграничивающие упомянутые элементарные порции пасты.

Не исключено, что некоторые трещины в процессе трещинообразования в своей верхней части могли оказаться достаточно значительно раздвинутыми и открытыми. Это способствовало тому, что из ниже расположенной суженной части трещины порционно изливалась паста и цементировалась в виде каполеобразных натеков. Подобного типа процесс был, как мы уже отмечали, свойственен при образовании дивы, в которой расположено упоминавшееся храмовое сооружение XVII в. в цепочке Больших Див в пос. Дивногорье.

Что касается первого безтекстурного монолитного типа строения див, то их формирование могло быть связано с тем, что их возникновение происходило в суженной части полости, возникшей в процессе гляциотектонического воздействия. Подобное предположение в зоне распространения Малых Див, может быть принято в связи с более их низким гипсометрическом положении. В этом отношении мы полагаем, что дивы, формировавшиеся гипсометрически выше, заполняли расширенную часть, образовавшейся полости. Конечно, для образования меловой муки необходимо не только возникновение трещин сжатия, но и смещение возникших блоков мела относительно друг друга. Геологическим индикатор процесса латерального смещения могут служить упоминавшиеся выше элементы зеркал скольжения, обнаруженные на контактах сомкнутых трещин в карьере Копанище. В связи с изложенными наблюдениями можно думать, что при движении ледникового покрова происходило не только образование трещин сжатия, но и смещение возникших пластинообразных межтрещиновых блоков относительно друг друга.

При этом перемещение пластин друг по другу с глубиной уменьшалось. На гипсометрически низких участках (карьер Копанище) возникали лишь слабо выраженные зеркала скольжения без следов меловой муки. Гипсометрически выше (овраг у мужского монастыря, Малые Дивы) появлялись уже небольшой толщины прослои – следы преобразования первичного мела в так называемую муку трения. Еще гипсометрически выше – Большие Дивы – можно допустить, что возникшие трещины под динамически воздействием ледника расширялись и одновременно запечатывались образующейся пастой. Судя по строению дивы, в которой имеется вход в храм XVII в., процесс выдавливания был кратковременным прерывистым. При этом не исключено, что в этом случае возможно паста была более густой, а внутри возникшей полости было локальное расширение. Это способствовало наслоению друг на друга каплеподобных по форме выплескиваний пасты, как это наблюдается в вышеуказанной диве.

Естественно, что гляциотектонические процессы необходимо рассматривать как потенциальную возможность возникновения див. Роль гляциотектонических процессов сводилась, по-существу, к образованию трещин и образованию в расширенных их частях бетонированных «заборов». Возникшие очень прочные прерывисто линейно стоящие скалы (дивы) были отпрепарированы процессами склоновой денудации. Тем не менее, имеется некоторое сходство и различия между Малыми и Большими Дивами. Сходство заключается в том, что эти образования расположены на северо-западном уступе ДГС и имеют одинаковый азимут простирания – 320–140°. Это позволяет думать, что в ходе гляциодинамического воздействия в массиве меловых пород возникли крупные субпараллельные трещины со сдвиговой компонентой, которые и послужили основой для возникновения рассматриваемых форм рельефа.

Как упоминалось, в этой части ДГС имелся небольшой угловой выступ. При этом допускается, что в ходе продолжающегося воздействия ледового потока угловой выступ был оторван, сдвинут и разрушен движущимся льдом. Отрыв углового массива произошел по возникшей ослабленной зоне по контакту между сцементированной пастой и мелом, слагающим фрагмент структуры ДГС. В результате Большие дивы, частично, могли возникнуть как формы рельефа уже в результате гляциотектонических процессов, а последующая их моделировка осуществлялась в ходе склоновой денудации. Что касается Малых Див, то их возникновение как форм рельефа могло быть нацело связано с процессом оврагообразования. В связи с изложенным Дивы можно отнести к типу гляциотектонически-денудационных форм рельефа.

4. Некоторые моменты геологической истории овражно-балочной сети территории ДГС

Анализ овражно-балочной сети территории ДГС представляет интерес в различных аспектах. Первый из них это рельефообразование и геологическая история этой сети, позволяющие судить о геоморфологических закономерностях формирования рельефа рассматриваемого участка Средне-Русской возвышенности. Второй – это унаследованная связь и предрасположенность овражно-балочной сети к гляуиотектоническим нарушениям. По-существу, как ясно из изложенного выше в настоящей статье, в изученном районе данная связь послужила одной из основ возникновения концепции формирования рассматриваемой гляциотектонической структуры. Наконец, третий важный аспект состоит в том, что на примере исследованного района можно судить о начальной стадии мобилизации осадочного материала и процессов его переноса в конечный водоем стока. Конечно, данный пример относится лишь к платформенной обстановке, для которой была свойственны резко меняющиеся климатические ситуации. Как было показано в недавно опубликованной работе [Лаврушин и др., 2011], в области начального этапа транспортировки материала в пределах гляциотектонически преобразованных равнинных территорий в климатических обстановках холодных аридных и семиаридных ландшафтов осадочные процессы характеризуются неоднократной сменой интенсивности седиментогенеза при часто возникающих проявлениях лавинных скоростей осадконакопления. В данной обстановке имеются промежуточные, временно задерживающие транспортируемый материал, седиментационные ловушки. Эти ловушки представлены двумя типами. Первый из них характеризуется свободным выходом на открытую, не ограниченную бортами равнину. В этом случае во внешней приустьевой части формируются конуса выноса, в которых происходит аккумуляция значительного количества выносимого материала.

Второй тип связан с образованием внутреннего приустьевого расширения, образование которого обусловлено интенсивным размывом бортов. Подобная направленность эрозионных процессов обусловлена в приустьевой части более прочных пород, создающих затруднение при выходе потока из эрозионной формы. Применительно к рассматриваемому району подобными трудно размываемыми участками могут являться «забетонированные» гляциотектонические трещины. По-существу, речь может идти о наличии «корней» существовавших див. Яркий пример подобного

типа ловушки описан в приустьевой части оврага Лошадь [Лаврушин и др., 2011].

Приоритетная роль в процессе осадконакопления в тальвегах оврагов и их приустьевых частях принадлежала высокоплотностным селевым потокам, а на склонах – прерывистому во времени делювиеобразованию, что было связано с меняющимися палеоатмосферными событиями. Роль гравитационных процессов обычно была незначительна, но в таких оврагах как Лошадь, в приустьевой части которых находились дивы, процессы гравитации могли проявляться в значительной степени.

Естественно, основная траспортировка материала осуществлялась по овражно-балочной сети, поэтому могут представлять интерес в связи с изложенным, те некоторые моменты геологической истории овражно-балочной сети территории ДГС, которые удалось выявить в ходе попутных наблюдений.

Как отмечено, одной из важнейших специфических особенностей истории возникновения овражно-балочной сети данной территории является ее предрасположенность к унаследованию существовавших гляциотектонических нарушений в дочетвертичных отложениях, являющихся ослабленными зонами для эрозионного процесса. Кроме того, существующая овражно-балочная система унаследовала также на отдельных участках каналы стока талых ледниковых вод. В частности, последние развиты вдоль южного обрамления ДГС, в восточной части которой отмечается, по крайней мере, двукратная моделировка каналов стока талых ледниковых вод.

Важно отметить, что попутные наблюдения касаются лишь позднейшей истории овражно-балочной сети территории ДГС. В частности, речь идет о позднеледниковье времени последнего оледенения и сравнительно непродолжительном более древнем временном отрезке. Конкретно этот вопрос рассматривался нами на примере оврага Лошадь [Лаврушин и др., 2010].

Овраг Лошадь имеет небольшую протяженность – всего первые сотни метров. Поэтому в отличие от более крупных балок и оврагов на примере данного элемента рельефа невозможно охарактеризовать полностью геологическую историю овражно-балочной сети территории ДГС. Тем не менее, полученные в последнее время результаты могут оказаться полезными для последующих специальных исследований.

Характерной особенностью морфологии и седиментологических индикаторов является наличие трехъярусного строения этой формы рельефа. Четко выделяется более древний ярус, представленный балочной формой рельефа. В низовьях широкая балка глубиной от бровки бортов до 40 м имеет полого-вогнутое днище, в которое врезан современный V-образный в поперечном профиле овраг глубиной до 5 м. Отложения, заполняющие «первичный» эрозионный врез с относительно широким днищем, представлены суглинистым карбонатным материалом, содержащим значительное количество глыб и щебенки мела. Все эти образования сцементированы карбонатным цементом. Упомянутый овраг относится уже к следующему современному ярусу. Наконец, в приустьевой части оврага имеется толща осадков, представленных парагенезом отложений подпрудных водоемов и грязе-каменных селевых потоков. Накопление этого комплекса отложений происходило в интервале времени 15–13 тыс. л.н. [Лаврушин и др., 2010]. Хотя морфологических признаков в днище балки пока не обнаружено, тем не менее, обнаружение указанного комплекса позволило нам высказать мнение о трехъярусном строении садков в днище данной формы эрозионного рельефа. При этом, еще раз необходимо подчеркнуть, что упомянутый овраг Лошадь имеет очень незначительную протяженность. Естественно, можно полагать, что для значительно более крупных овражно-балочных форм рельефа геологическая история окажется более сложной.

Отмеченное выше трехкратное вложение разновозрастных овражно-балочных образований, установленное в овраге Лошадь, оказывается разделенными этапами замедления интенсивности эрозионных процессов. К этим этапам было приурочено накопление в нижней части бортов делювиальных отложений, образующих соответствующие шлейфы. Накопление последних было также прерывистым, поскольку в шлейфах имеются погребенные почвы [Лаврушин и др., 2010].

Все овражно-балочные формы имеют достаточно крутой уклон тальвега или днища. В соответствии с этим встает вопрос о механизме образования встречающихся полого-вогнутых достаточно широких днищах крупных балок. По-существу, в данном случае речь идет о механизме преобразования V-образных оврагов в балки. Учитывая крутой уклон тальвегов оврагов, есть все основания думать о преобладании в этих формах рельефа глубинной, а не боковой эрозии. При подобном допущении механизм образования широких днищ балок остается открытым. По нашему мнению, механизм образования широких днищ мог быть связан с двумя процессами. Первый из них это склоновая денудация – выполаживание бортов, снос и накопление материала в основании борта. Основным фактором в этом случае мог быть на крутых склонах обвально-осыпной процесс, впоследствии, по мере выполаживания бортов сменяющийся делювиальным, а на пологих склонах развивался почти постоянно делювиальный процесс. В связи с прерывистостью или

уменьшением интенсивности эрозионного процесса можно, в крайнем случае, допустить, что существовавший овраг мог оказаться в конечном итоге «запечатанным» склоновыми отложениями. В качестве очень осторожного допущения не исключено, что образовавшаяся «пломба» насыщалась водой и могла перемещаться – «течь» по уклону тальвега под влиянием силы тяжести. Возникал своеобразный пастообразный грязекаменный поток, который обладал значительной боковой эрозией, и тем самым происходило расширение днища оврага. Последнее особенно значительную рельефообразующую роль имело при сочетании пастообразных грязекаменных потоков с высоко плотностными водно-каменными селями, преимущественное проявление которых сменялось во времени.

Заключение

Изложенные материалы по своей сути являются одной из основ разрабатываемой концепции строения и возникновения рельефа Дивногорской гляциотектонической структуры. Специфика ДГС состоит в том, что практически все выявленные гляциодинамические нарушения происходили в толщах пород ледникового ложа. Возникновение этих нарушений было обусловлено гляциотектоническими процессами со стороны движущейся краевой части лопасти донского ледникового покрова в процессе его деградации.

В установленных закономерностях размещения пространственно-временного рассмотрения гляциотектонических структур нашли свое отражение разнонаправленность и разновременности основного тренда давления на породы ледникового ложа. Это позволило выделить 4 стадии процесса формирования ДГС. Проведенные структурно-геологические и геоморфологические исследования позволили выявить в породах ледникового ложа целый класс разного типа безкорневых гляциотектонических деформаций и структур и того же класса форм рельефа, а также элементы ледниково-флювиального рельефа. К классу гляциодинамических деформаций и структур относятся: гляциодепрессии и парагенетически связанные с ними возвышенные плато, осложненное системой гляционадвигов, разные по величине гляциоаллохтоны, складки, структуры процессов гляциотектонического выдавливания, с которыми связано образование гляциотектонических валов, возникновение гляциокуполов.

По существу, вся изученная часть пород ледникового ложа имеет серию почти вертикальных трещин сжатия. По этим трещинам внутри массива коренных пород происходило латераьное смещение межтрещинных фрагментов толщи мела относительно друг друга, о чем свидетельствует обнаруженные зеркала скольжения. На участках массива коренных пород, который подвергался максимальному сдвиговому воздействию со стороны движущегося льда процесс трения значительных фрагментов пород, ограниченных крупными трещинами, приводил к образованию меловой муки. Одновременно, трение способствовало таянию льда в мерзлых породах ложа, образованию воды, смачиванию меловой муки, превращая ее в пасту. После спада давления возникшая меловая паста застывала, превращаясь в бетон. Позднее, в ходе склоновой денудации эти бетонированные фрагменты коренных пород оказались вскрытыми в виде скал и приобрели широко используемое местное название «Дивы».

Согласно высказанному механизму образования «Див» данные формы рельефа предлагается рассматривать как гляциотектонически-денудационные.

Помимо перечисленных форм рельефа следует отметить, что в восточной части структуры у ее южной окраины имеется гряда, которая может рассматриваться как гляциокуэста. Важным элементом этой гряды является ее ограничение гляционадвигами.

Наконец, следует отметить, что направленность последующих после оледенения субаэральных процессов была связана, главным образом, с «откапыванием» первичной гляциотектонической структуры и рельефа ДГС. Кроме того, по возникшим впоследствии разной протяженности оврагам и балкам происходил перенос осадочнного материала из области его мобилизации. Частично особенности процесса выноса были охарактеризованы в недавних публикациях [Лаврушин и др., 2010, 2011].

Литература

Глушков Б.В. Геология отложений ледникового комплекса донского ледникового языка // Вестник Воронежского Гос. Ун-та, серия геология, 2011, № 2. С. 40–49.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений / Труды ГИН. Вып. 288. М.: Наука, 1976. 237 с.

Лаврушин Ю.А. , Бессуднов А.Н. , Спиридонова Е.А. , Кураленко Н.П. , Холмовой Г.В. , Бессуднов А.А. Дивногорье (Средний Дон): природные события времени финального палеолита / Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 70. М.: ГЕОС, 2010. С. 23–34.

Лаврушин Ю.А. , Бессуднов А.Н. , Спиридонова Е.А. , Холмовой Г.В, Джалл Э.Дж., Хожанс Г.В.Л., Кузьмин Я.В., Кураленко Н.П. Высокоразрешающая последовательность местных природных событий в центре Европейской части России 15–13 тыс. лет

назад (C^{14} возраст) // Вестник Воронежского Гос. Ун-та, серия геология, 2011, № 2. С. 26–39.
Мильков Ф.Н. Дивы Среднерусской возвышенности // Природа, 1954. № 9. С. 92–94
Судакова Н.Г. Условия залегания, строение и состав отложений ледникового комплекса // Новейшие отложения и палеогеография Окско-Донской древнеледниковой зоны. Смоленск, Изд-во Манжента, 2004. С. 59–65.
Холмовой Г.В. Новые данные о гляциодинамических образованиях в краевой зоне Донской ледниковой лопасти // Вестник Воронежского Гос. Ун-та, серия геология, 2008, № 2. С. 24–30.

Yu. A. Lavrushin, I. A. Chistyakova, N. P. Kuralenko, G. V. Kholmovoy, A. N. Bessudnov

THE DIVNOGORSK GLACIOTECTONIC STRUCTURE: ITS COMPOSITION, DEFORMATIONS OF THE GLACIAL SHEET BED AND PREREQUISITES FOR FURTHER GEOMORPHIC DEVELOPMENT

The paper presents the model of the Divnogorsk glaciotectonic structure (Middle Don River region). Its main features are occurrence of ductile and brittle deformations and protrusions (cold intrusions), exfoliation of sedimentary rocks underneath the glacial bed. Location of glaciotectonic features was analyzed and it was found that directions of the forces induced by the glacial sheet had been changing. Glacial impact proceeded both in the expansion and in the retreating stage of the glacial fan development. Development of the glaciotectonic structure was subdivided into a number of phases. Types of glaciotectonic dislocations and glaciotectonically formed geomorphic features were described.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 72, 2012 г.

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПОБЕРЕЖЬЯ КАРСКОГО МОРЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ КОНЦА НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА–ГОЛОЦЕНА

И.Д. Стрелецкая[1], Е.А. Гусев[2], А.А. Васильев[3], П.В. Рекант[2], Х.А. Арсланов[4]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва; e-mail: irinastrelets@gmail.com
[2] ВНИИОкеангеология, 190121, Санкт-Петербург; e-mail: gus-evgeny@yandex.ru, rekant@mail.ru
[3] Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень; e-mail: al.a.vasiliev@gmail.com
[4] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

На основании геохимических, изотопных исследований пластовых и сингенетических полигонально-жильных льдов в четвертичных отложениях побережья Карского моря реконструируются палеогеографические условия осадконакопления, промерзания и изменение уровня моря конца плейстоцена-голоцена. Эпоха длительного морского осадконакопления в конце каргинского времени (МИС 3) сменяется континентальными условиями, при этом понижение уровня моря сопровождалось глобальным похолоданием климата, аридизацией, промерзанием пород, образованием пластовых льдов и ростом сингенетических полигонально-жильных льдов на осушенном шельфе и континенте. Побережье Западного Таймыра представляет собой самую западную область распространения отложений ледового комплекса, широко распространенных в Восточной Сибири. Вслед за преобладающим направлением атмосферного переноса количество стабильных изотопов кислорода и водорода в современных полигонально-жильных льдах закономерно уменьшается с запада на восток, такие же тренды установлены по льдам последнего криохрона и голоцена. Изотопный состав жильных льдов, сформировавшегося 12-25 тыс. лет назад, в среднем на 6 промилле легче голоценовых. В голоцене трансгрессия моря и потепление климата приводят к деградации мерзлых пород на шельфе. Кровля реликтовой мерзлоты читается на сейсмопрофилях, а существование субаквальной мерзлоты подтверждается бурением.

Введение

Отклики глобальных климатических изменений прошлого в природных объектах криолитозоны позволяют понять процессы взаимодействия Арктического океана и суши, оценить историю и тенденции развития шельфовой и континентальной мерзлоты.

Современный шельф Карского моря является естественным продолжением низменностей на континенте (рис. 1). За последние 200 тысяч лет четвертичной истории на прибрежных равнинах Северной Евразии морское осадконакопление неоднократно сменялось континентальным [Molodkov, Bolikhovskaya, 2009]. По современным представлениям, субаквальные многолетнемерзлые породы представляют собой реликтовые мерзлые толщи [Osterkamp, 2001], сформированные в субаэральных условиях во время последнего криохрона (20–18 тыс. лет назад) и затопленные в ходе последней трансгрессии (16–5 тыс. лет назад). Считается, что море отступало до современной изобаты 120 м. После перехода в субаквальное состояние толща многолетнемерзлых пород частично протаяла сверху и снизу. По мнению В.П. Мельникова и В.И. Спесивцева [1995] при разрушении газогидратов возможно новообразование субаквальной мерзлоты за счет дополнительного охлаждения не мерзлых толщ при струйной дегазации грунтов и формирование крупных мерзлых бугров на дне Карского моря.

Останцы доголоценовой суши, сложенной льдистыми отложениями, можно найти по бе-

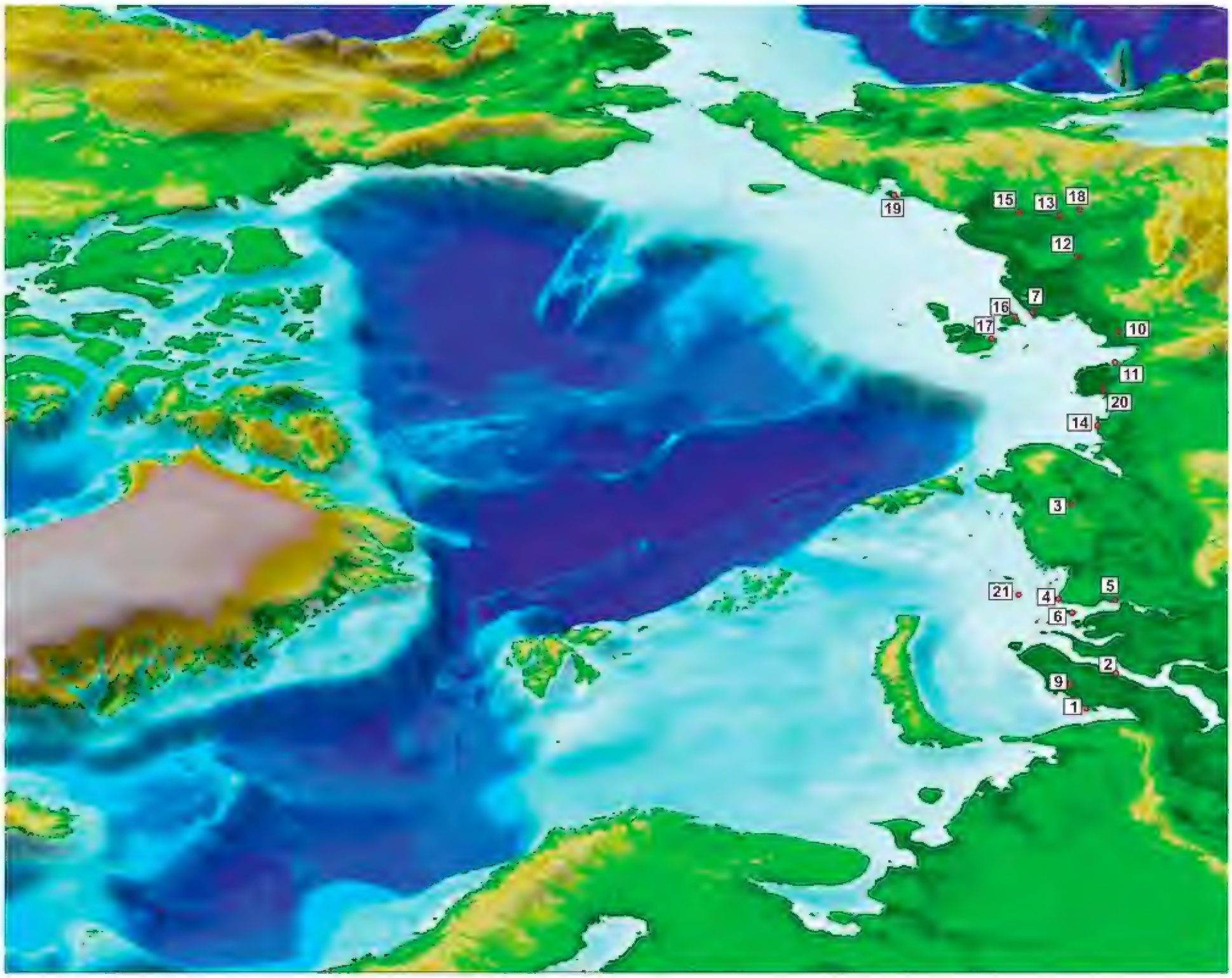


Рис. 1. Ключевые участки.

1 – Марре-Сале, 2 – Се-Яха (Зеленая), 3 – мыс Саблера, 4 – Диксон, 5 – Соп. Карга, 6 – о-в Сибирякова, 7 – Оягосский Яр, 9 – Бованенковское месторождение, 10 – Кулар, 11 – Быковский пол-в, 12 – Воронцовский Яр, 13 – Дуванный Яр. 14 – мыс Мамонтовый Клык, 15 – Зеленый мыс, 16 – о-в Бол. Ляховский, 17 – о-в Котельный, 18 – низовья р. Омолон, 19 – о-в Айон, 20 – западная часть дельты Лены, 21 – о-в Свердруп.

регам и на островах Карского моря. Пластовые льды (ПЛ) и толщи с крупными полигонально-жильными льдами (ПЖЛ) являются криолитологическими индикаторами последнего криохрона [Васильчук, 2012].

Подземные льды и вмещающие их криогенные четвертичные отложения – объекты настоящего исследования. Новые датировки по опорным геокриологическим разрезам позволяют уточнить стратиграфию и реконструировать палеогеографические условия осадконакопления и промерзания отложений конца неоплейстоцена–голоцена Западной Арктики. Содержание стабильных изотопов кислорода и водорода и состав ионов в подземных льдах используются как природные маркеры, отражающие глобальные изменения природной среды в прошлом, – колебание уровня моря, экстремально холодные и аридные условия последнего криохрона, эволюцию криогенных процессов.

Плейстоценовые отложения морского генезиса – большая часть четвертичного разреза равнин Западной Арктики. Песчано-глинистые отложения мощностью более 200 м засолены, содержат линзы минерализованных вод (криопэги) и морскую фауну [Данилов, 1978; Дубиков, Иванова,1990; Матюхин, Стрелецкая, 2012; и др.]. Большие мощности неоплейстоценовых морских отложений объясняются формированием при смешении морских и речных вод на мелководном шельфе, в области «лавинной седиментации» [Штайн и др., 2009]. В морские отложе-

ния включены крупные залежи пластовых льдов [Шполянская и др., 2006, 2007].

Мощные (более 20 м) ПЛ, в разрезах толщ засоленных пород морского генезиса, распространены в границах плейстоценовых трансгрессий [Шполянская, Стрелецкая, 2004]. Геологические разрезы, включающие пластовые льды, перекрытые засоленной глиной и подстилаемые засоленным песком с линзами криопэгов, свидетельствуют о возможной генетической связи между компонентами системы в условиях прибрежной зоны морей. Природный комплекс (мерзлые породы – пластовые льды – криопэги) – результат промерзания вышедших на поверхность или на мелководье засоленных морских глин, подстилаемых песками, содержащими линзы опресненных вод. Формирование пластового льда происходит на границе раздела глина – песок, с образованием в последнем рассолов-криопэгов [Стрелецкая, Лейбман, 2002].

Слоистые, часто дислоцированные ледяные залежи, представленные переслаиванием чистого льда и ледогрунта (льда, содержащего грунтовые примеси), широко распространены в береговых обрывах побережий Карского моря, встречаются они и в береговых обрывах острова Новая Сибирь, море Лаптевых [Иванова, 2012]. Слоистость залежей относится к седиментационному типу и образует сложный рисунок – параллельные, либо сложно переплетающиеся, иногда горизонтальные, иногда дугообразные или сложной конфигурации слои, расположенные то вплотную друг к другу, то на расстоянии нескольких сантиметров. Ледогрунты состоят из микрошлиров льда и грунта, вытянутых согласно напластованию, что свидетельствует о достаточно динамичной обстановке седиментации и сингенетическом промерзании накапливающихся осадков. Оттаивая с разной скоростью, лед и ледогрунтовые прослои образуют в стенках обнажения характерные «рёбра». Состав включений во льду меняется от тонких иловатых глин до песков, присутствует большое количество хорошо разложившейся органики виде тонкой взвеси.

ПЖЛ формируются при участии поверхностных вод и атмосферных осадков. Сингенетические ПЖЛ формируются преимущественно в результате замерзания талой снеговой воды и снега в морозобойных трещинах. Количество стабильных изотопов в полигонально-жильных льдах отражают среднезимние температуры времени их формирования, а доля морских солей в химическом составе льдов – состав атмосферных осадков, удаленность от моря. Для оценки зимних палеотемператур можно использовать простую линейную зависимость между средними зимними температурами и составом стабильных изотопов кислорода в ПЖЛ [Васильчук,1992].

Методом интерпретации результатов определений стабильных изотопов в природных льдах и водах является анализ параметров отношения между концентрациями этих изотопов и масштаба отклонения анализируемых точек на диаграмме от глобальной линии метеорных вод. Мерой такого отклонения служит избыток дейтерия [Dansgaard, 1964]. Соотношение изотопов кислорода и дейтерия – важный показатель для определения степени фракционирования воды до и во время промерзания, источника атмосферных осадков: приходящих с океанов или при активном континентальном испарении. Сравнивая химический состав современных и реликтовых подземных льдов можно реконструировать положение древней береговой линии моря.

Новые данные по опорным геокриологическим разрезам Западного Ямала, Гыдана, Енисейского севера позволяют реконструировать палеогеографические условия осадконакопления и промерзания отложений конца плейстоцена–голоцена, проследить тренды климатических изменений с запада на восток и сравнить с палеотемпературами Азиатского сектора Арктики.

Методы

Изотопный и химический состав подземных льдов был изучен на 10 участках побережья Карского моря. Подземные льды в отложениях, для которых определен радиоуглеродный возраст, характеризуются различными значениями стабильных изотопов кислорода и водорода, имеют различную минерализацию и состав ионов во льду. Собрана коллекция из 1000 образцов льдов, вод и атмосферных осадков, которая была обработана в Лаборатории изотопных исследований AWI (Германия) и геохимических лабораториях ВНИИОкеангеологии и МГУ (Россия). Оценка значений $\delta^{18}O$ и δD проводилась в промилле по отношению к «стандарту средней океанической воды» с погрешностью 0,1 ‰ и 1 ‰ соответственно. Гидрохимические исследования проведены по стандартной методике. На всех участках проведен комплекс геологических, криолитологических, геохимических исследований четвертичных отложений. Грануло-минералогический анализ выполнен аналитиком А.В.Сурковым. Определение радиоуглеродного возраста органических включений в отложениях выполнено в Лаборатории геологии и палеоклиматологии кайнозоя Института геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, а также в лаборатории палеогеографии и геохронологии СПбГУ.

Достоверные данные о распространении, условиях залегания и свойствах мерзлых пород на шельфе получены на основе бурения 20 инженерно-геологических скважин, что явно недостаточно для более или менее достоверной геологической информации. В последние десятилетия для изучения геологической структуры шельфа широко используются геофизические методы. В разных институтах хранятся результаты более 100 000 км высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования Карского моря. Новые методы интерпретации сейсмоакустических профилей используются для поиска субаквальной мерзлоты на шельфе при глубинах моря менее 120 м. Сейсмоакустический разрез можно рассматривать как аналог геологического разреза, а сейсмокомплексы и сейсмопачки на сейсмограммах, сопоставляется с реальными геологическими телами, толщами, свитами, горизонтами [Шлезингер, 1998]. Использование методики сейсмофациального анализа позволяет извлекать из сейсмического волнового поля информацию о внутреннем геологическом строении изучаемых толщ до глубины 60–70 м от морского дна, наличие в разрезе многолетнемерзлых пород. При этом наличие в сейсмическом разрезе ненарушенных стратифицированных горизонтов, свидетельствует об отсутствии мерзлых пород в изученной части геологического разреза. Факторами, серьезно осложняющими сейсмическую волновую картину на шельфе Карского моря, являются, в первую очередь, криогенные и посткриогенные изменения структуры осадка, а также структуры, связанные с наличием свободного газа в разрезе. Идентификация субаквальной мерзлоты в сейсмическом разрезе основывается на выделении высокоамплитудных отражений – сейсмоакустических маркеров, обладающих отчетливыми постседиментационными характеристиками, и сопоставляется с ярким сейсмическим отражением прямой полярности.

Результаты исследований

Марре-Сале.

Разрез четвертичных отложений, вмещающих крупные залежи подземных льдов, в районе полярной станции Марре-Сале, Западный Ямал (рис. 2), является достаточно хорошо изученным [Стрелецкая и др., 2006;2009; Каневский и др., 2005; Крицук, 2010; Слагода и др., 2012 и др.], но интерпретация данных остается дискуссионной.

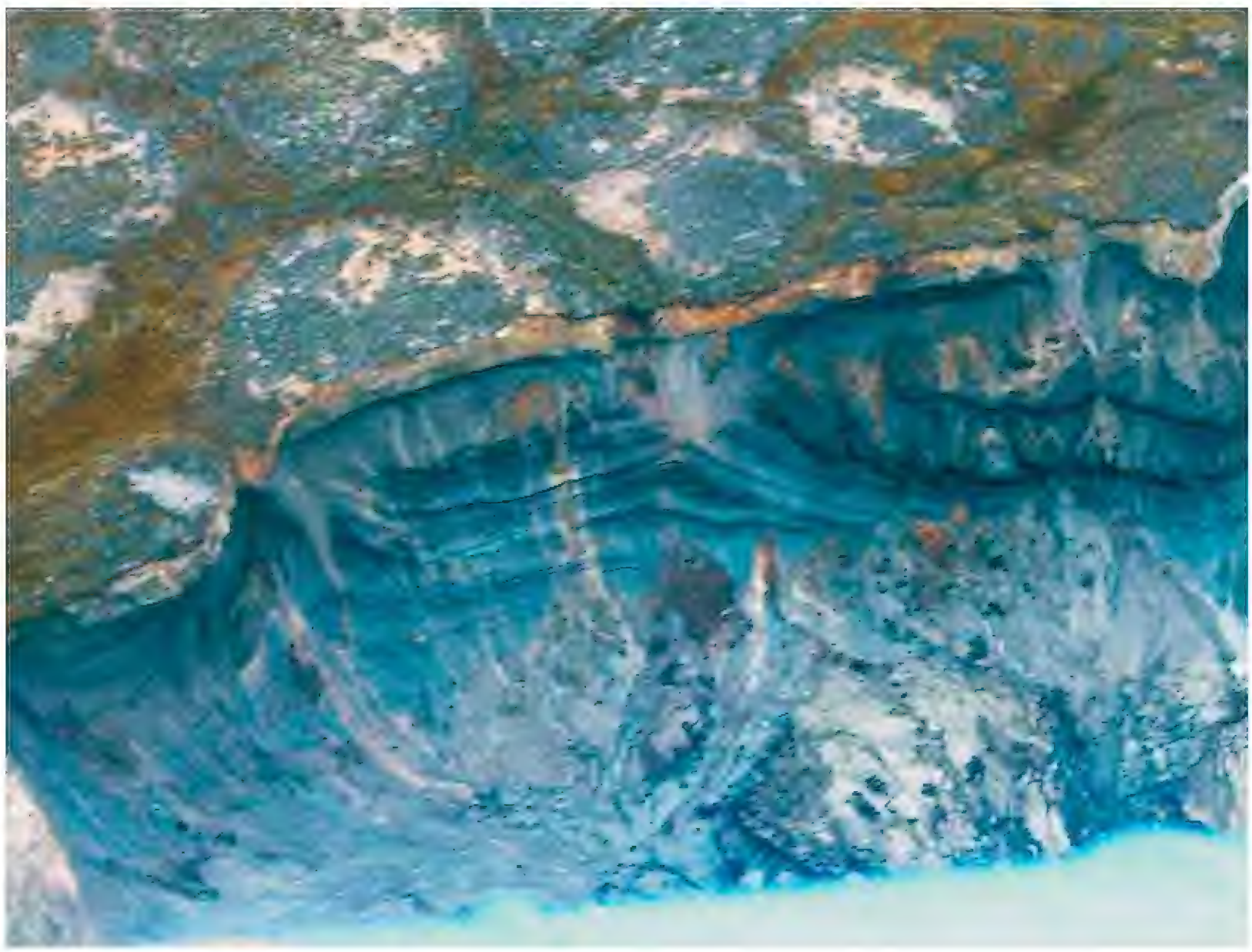


Рис. 2. Береговой обрыв и поверхность полигональной тундры (сторона полигона 25–30 км) в районе полярной станции Марре-Сале (фото с вертолета Г.Облогова).

В первую очередь это относится к реконструкции условий образования ПЛ (мощных выдержанных по простиранию линз льда в разной степени насыщенных минеральными включениями) и вертикальных ледяных штоков. Данные о возрасте четвертичных отложений района Марре-Сале, протяженностью 4,5 км опубликованы [Forman et al., 2002; Слагода и др., 2010] (табл. 1).

Толща четвертичных отложений состоит из нескольких пачек (рис. 3): – континентального генезиса мощностью 10–25 м и морского генезиса мощностью более 50 м (Стрелецкая и др., 2009). Установлено, что континентальные отложения, вмещающие мощные сингенетические ПЖЛ, начали накапливаться 35–45 тыс. лет назад (МИС3) и закончили около11 тыс. лет назад (МИС2). Разрез завершается пачкой голоценовых отложений склонового, озерного, эолового и биогенного генезиса с ПЖЛ меньших размеров.

На контакте континентальной и морской пачек залегают ПЛ (ледогрунты, состоящие из ритмично чередующиеся в разной степени насыщенных минеральными включениями, морскими солями и органикой прослоев льда), а в морских отложениях – монолитные линзы ПЛ с редкими минеральными и органическими включениями. Контакт глин и вышележащих сильнольдистых отложений подчеркивается уступом термотеррасы высотой 2–7 м над уровнем моря.

Верхняя часть разреза с поверхности до глубины 2–3 м сложена пресными песками, легкими супесями, а там, где сохранились фрагменты торфяников, торфом мощностью 0,5–1,5 м (рис. 3 горизонт А). До глубины 1,4 м породы талые и на участках, лишенных растительности, интенсивно раздуваются. Ниже слоя оттаивания отложения мало льдистые массивной криотекстуры. Пески и супеси слоистые отторфованные, пылеватые (примесь крупной пыли у поверхности достигает 60%). Соотношение тяжелых минералов в песчаной фракции и хорошая окатанность частиц указывают на накопление отложений в условиях речной поймы. В породе установлена примесь криогенного обломочного кварца, но не присутствует эоловая компонента. Находка древесины в основании слоя А, датируемая в 8240 ± 70 лет ГИН-5204 указывает на существование здесь древесной растительности в голоцене, а результаты датирования фрагментов торфа из жильного льда торфяников 7165 ± 75 лет АА-26938 [Forman et al., 2002] демонстрируют формирование сингенетических ПЖЛ одновременно с экспансией древесной растительности.

Ниже горизонта А залегают пылеватые слоистые супеси и суглинки мощностью 2,5–4,0 м с включениями тёмных пятен органики, частичка-

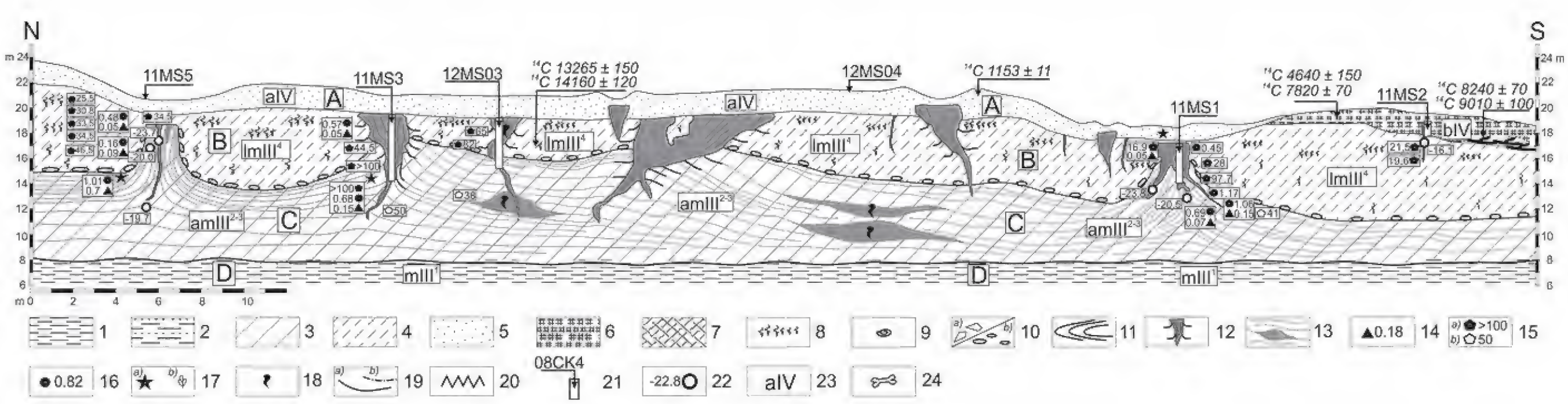


Рис. 3. Геокриологический разрез четвертичных отложений района Марре-Сале, Западный Ямал.

1 – глины; 2 – глины с прослоями супесей и песков; 3 – суглинки; 4 – супеси; 5 – пески; 6 – торф; 7 – выходы коренных пород; 8 – растительные включения (детрит); 9 – раковины морских моллюсков; 10 – включения a) гравия, b) гальки; 10 – дислокации, выраженные по более и менее льдистым прослоям; 11 – криогенные дислокации во льду; 12 – сингенетические ПЖЛ; 13 – линзы и прослои льда; 14 – степень засоления пород, %; 15 – весовая влажность a) суммарная, b) минеральных прослоев, %; 16 – содержание органического углерода, %; 17 – пробы пород на a) грануло-минералогический анализ, b) палинологический анализ; 18 – пробы льда на определение газового состава; 19 – границы: a) геологические, b) блоков, смещенных пород (останцов); 20 – фациальные границы; 21 – номер обнажения, в котором определялись химический и изотопный состав ПЖЛ; 22 –количество стабильных изотопов кислорода во льду, ‰; 23 – геолого-генетический индекс отложений; 24 – кость северного оленя.A, B, C, D –горизонты пород, упоминаемые в тексте.

Таблица 1. Радиоуглеродный возраст органики, отобранной из горизонтов позднечетвертичных отложений Западного Ямала (по Васильчуку и др., 1983, 1992; Арсланову и др., 1986; Forman et al., 2002; Слагоде и др., 2012)

Местоположение	Датированный материал	Глубина, м	^{14}C Возраст, тыс. лет	Лабораторный номер	Источник или автор сбора
1	2	3	4	5	6
Голоценовые отложения					
1,61 км к югу от ст. Марре-Сале	Кора	1,29	8865 ± 65	AA-26967	Forman et al., 2002
	Древесина	1,00	7990 ± 65	GX-23496	Forman et al., 2002
2,04 км к югу от ст. Марре-Сале	Веточка	1,80	8345 ± 60	AA-26957	Forman et al., 2002
	Кора	1,20	8050 ± 80	GX-23495	Forman et al., 2002
	Кора	1,15	8620 ± 70	GX-23943	Forman et al., 2002
	Кора	0,70	8110 ± 90	GX-23494	Forman et al., 2002
Ст. Марре-Сале	Кора	1,05	8610 ± 150	GX-21801	Forman et al., 2002
	Древесина		8240 ± 70	ГИН-5204	Болиховский, 1988
	Древесина		7820 ± 70	ЛУ-1266	Арсланов и др., 1986
1,61 км к югу от ст. Марре-Сале	Растения-торфообразователи	0,20	1153 ± 11	P980087121	Forman et al., 2002
2,04 км к югу от ст. Марре-Сале		1,25	8195 ± 60	AA-26956	Forman et al., 2002
		0,25	1015 ± 40	AA-26955	Forman et al., 2002
	Фрагменты торфа из жильного льда	1,85	7165 ± 75	AA-26938	Forman et al., 2002
1,1 км к югу от устья р. Марре-яха	Растения	5,00	10930±105	СОАН-7597	Слагода и др., 2012
1,3 км к югу от устья р. Марре-яха	Мох аллохтонный	0,6	7700±120	СОАН-7940	Слагода и др., 2012
	Растения	1,5	7910±140	СОАН-7941	Слагода и др., 2012
	Растения	1,0	5200±110	СОАН-7942	Слагода и др., 2012
	Мох автохтонный	0,6	3410±60	СОАН-7596	Слагода и др., 2012
Станция Марре-Сале	Торф		4640 ± 150	Ri-362	Гатауллин, 1988
	Торф		7820 ± 70	ЛУ-1266	Арсланов и др., 1986
	Торф		9010 ± 100	ЛУ-1267	Арсланов и др., 1986
	Торф		6400 ± 250	ЛУ-1268	Арсланов и др., 1986
0, 2 км к югу от устья р. Марре-яха	Торф	1,3	6475±100	СОАН-7596	Слагода и др., 2012
2,04 км к югу от ст. Марре-Сале	Сосудистые растения	0,20	Современный	AA-26954	Forman et al., 2002
		0,10	80 ± 40	AA-26953	Forman et al., 2002
2,90 км к югу от ст.Марре-Сале	Сосудистые растения	0,95	620 ± 6	P98-08692A	Forman et al., 2002
Позднеплейстоценовые отложения					
Ст. Марре-Сале	Древесина		> 55500	ЛУ-11	Зубаков, 1972
	Древесина		31100 ± 400	ГИН-5199	Болиховский, 1988
	Древесина		42000 ± 100	ГИН-5198	Болиховский, 1988
Ст. Марре-Сале	Ствол		43110 ± 1540	ЛУ-1270	Арсланов и др., 1986
4,1 км к югу от ст. Марре-Сале	Растения-торфообразователи	9,6	32800 ± 390	NSRL-10307	Forman et al., 2002
4,5 км к югу от ст. Марре-Сале	Фрагменты растений из жильного льда	9,3	32700 ± 580	AA-26940	Forman et al., 2002
		8,1	33400 ± 450	NSRL-10308	Forman et al., 2002
		6,5	32400 ± 440	NSRL-10309	Forman et al., 2002
		5,7	32400 ± 500	AA-26939	Forman et al., 2002
		7,1	29860 ± 720	AA-26937	Forman et al., 2002

Окончание таблицы 1

1	2	3	4	5	6
4,7 км к югу от ст. Марре-Сале	Растения-торфообразователи	9,0	30100 ± 260	NSRL-10310	Forman et al., 2002
4,73 км к югу от ст. Марре-Сале	Сосудистые растения	8,0	27980 ± 380	AA-26941	Forman et al., 2002
		7,0	28560 ± 360	AA-26942	Forman et al., 2002
		5,7	28233 ± 362	AA-26945	Forman et al., 2002
5,1 км к югу от ст. Марре-Сале		8,8	28359 ± 327	AA-26944	Forman et al., 2002
4,7 км к югу от ст. Марре-Сале		6,4	25100 ± 560	NSRL-10312	Forman et al., 2002
4,73 км к югу от ст. Марре-Сале	Сосудистые растения	5,7	27300 ± 430	NSRL-10311	Forman et al., 2002
		5,5	28280 ± 421	AA-26946	Forman et al., 2002
4,73 км к югу от ст. Марре-Сале		4,9	27450 ± 320	AA-26947	Forman et al., 2002
		3,9	26230 ± 260	AA-26948	Forman et al., 2002
1,61 км к югу от ст. Марре-Сале		5,2	15025 ± 95	AA-26949	Forman et al., 2002
2,04 км к югу от ст. Марре-Сале	Мох	4,7	14280 ± 90	AA-26950	Forman et al., 2002
		2,6	13225 ± 85	AA-26951	Forman et al., 2002
		1,9	12220 ± 75	AA-26952	Forman et al., 2002
		6,7	16360 ± 120	AA-26962	Forman et al., 2002
2,04 км к югу от ст. Марре-Сале		6,6	15020 ± 120	AA-26961	Forman et al., 2002
		6,3	14140 ± 100	AA-26960	Forman et al., 2002
		4,0	13845 ± 80	AA-26959	Forman et al., 2002
2,51 км к югу от ст.Марре-Сале		2,7	12980 ± 80	AA-26958	Forman et al., 2002
		3,8	13975 ± 95	AA-26965	Forman et al., 2002
3,39 км к югу от ст.Марре-Сале		3,8	13060 ± 100	AA-26964	Forman et al., 2002
3,39 км к югу от ст.Марре-Сале		3,2	13990 ± 100	AA-26966	Forman et al., 2002
Ст.Марре-Сале			13830 ± 260	Tln-1059	Гатауллин, 1988
Ст.Марре-Сале	Сосудистые растения		13970 ± 140	Tln-1026	Гатауллин, 1988
	Мох		13280 ± 140	ГИН-5197	Болиховский, 1988
	Мох		13340 ± 200	ГИН-5196	Болиховский, 1988
	Сосудистые растения	4,5	14160 ± 120	AA-20496	Forman et al., 2002
	Сосудистые растения	3,8	13780 ± 190	AA-20495	Forman et al., 2002
	Сосудистые растения	2,6	13750 ± 110	AA-20494	Forman et al., 2002
		1,6	13265 ± 150	AA-20493	Forman et al., 2002

ми намывного торфа и автохтонными корешками растений (рис. 3 горизонт В). Подошва слоя подчеркивается выдержанным 0,2–0,3 м прослоем ожелезненных крупнозернистых песков с обломками древесины, темноцветными гальками и 2–5 см шлирами чистого льда. Отложения пресные, степень засоления (Dsal) не превышает 0,05%, а в составе воднорастворимых солей преобладают натрий и гидрокарбонат ионы. Количество органического углерода в породах ($C_{орг}$) изменяется от 0,4 до 0,6%. Слоистость отложений подчеркивается поясковой криотекстурой (чередованием десяти сантиметровых прослоев супеси с различным содержанием сегрегационного льда). Для менее льдистых прослоев характерна массивная криотекстура, суммарная влажность отложений (Wc)

равна16–20%), для сильнольдистых – микрошлировая с вертикально ориентированными шлирами (Wc= 35–55%).

С глубины 5–8 м льдистость резко возрастает. ПЛ мощностью 3–10 м (рис. 3 горизонт С) представляет собой чередование горизонтальных и волнистых прослоев льда толщиной от нескольких до десятков сантиметров в разной степени, обогащенных песчано-глинистым материалом. От места к месту соотношение размеров частиц минеральных примесей во льду меняется: песчаные примеси составляют от 10 до 91%, пылеватые – от 6 до 62%, глинистые – от 10 до 36%, в целом, с глубиной количество песчаных частиц в ледогрунтовой толще сокращается, а примесь глинистых и пылеватых и увеличивается. Толща содержит включения хорошо разложившейся органики. Там, где во льду больше примесей пылеватых и глинистых частиц, $C_{орг}$ возрастает до 1,1–1,3%, а где песчаные частицы преобладают – $C_{орг}$ составляет 0,16%. В одной из проб на глубине 7,1 м, найдено угловато-окатанная частичка самородного золота. Частица золота переносилась потоками, насыщенными пылевато-глинистой взвесью, имеющей плотность больше, чем «чистая вода». Количество воднорастворимых солей в отложениях горизонта С выше, чем в горизонтах В и А (рис. 4) и изменяется от 0,07 до 0,7%. Состав солей остаётся неизменно хлоридно-натриевый. Максимальное количество солей (Dsal = 0,4–0,7%) содержат ледогрунтовые прослои с большим количеством органики ($C_{орг}$ =1,27–1,0%) и глинистых частиц. Степень засоления увеличивается с глубиной, но не зависит от льдистости, вниз по разрезу более засоленные горизонты чередуются менее засоленными, льдистость при этом остается высокой (суммарная влажность превышает 100%). Там, где лед в прослоях не содержит минеральных включений или их мало, можно наблюдать пузырьки воздуха диаметров 1–2 мм, которые находятся под давлением, собранные в неявно выраженные цепочки. За счет обилия пузырьков лед приобретает молочный оттенок. В чистых прозрачных ледяных прослоях, лишенных примесей и пузырьков воздуха, лед крупнокристаллический, с преобладающим размером кристаллов 3–6 см (наиболее крупные до 30 см). Нижний контакт ледогрунтовой толщи подчеркивается мощным выдержанным ледяным шлиром толщиной 5 см. Около контакта во льду обнаружены отдельные включения сильно спрессованной не окатанной глины шириной до 1,5 см, длиной – 5–6 см.

Под ледогрунтовой толщей залегают плотные засоленные глины малольдистые с крупносетчатой криогенной текстурой (горизонт D). Оттаивая, глины рассыпаются на 10–12 см прямоугольные отдельности по сетчатой посткриогенной текстуре, а на высыхающих поверхностях глиняных отдельностей образуются соляные корки.

Горизонты А, В, С содержат разновозрастные сингенетические ПЖЛ (рис. 3, 5). Крупные верхнеплейстоценовые жилы шириной по верху 2,0–2,5 м и высотой 6–7 м образуют решетку со стороной полигона 10–20 м и залегают ниже слоя сезонного оттаивания. Жилы имеют хорошо выраженные плечики, на которые ложатся пояски в горизонте В. Пояски при приближении к жиле сильно изгибаются вверх. Лед жил прозрачный с тонкими вертикальными минеральными включениями серовато-желтого цвета. Пузырьки во льду вертикально вытянутые размером от 0 до 2 мм. Концы жил входят в ледогрунты горизонта С, ветвятся и изгибаются в различных направлениях (рис. 3, 5 a, c, d). Радиоуглеродная дата 29860 ± 720 лет АА-26937, полученная непосредственно по ледяной жиле, указывает на активное сингенетическое жильное льдообразование уже в каргинское время [Forman et al., 2002].

Более мелкие голоценовые жилы шириной по верху 0,5–1,0 м и высотой 1,5–2,0 м образуют решетку со стороной полигона 6–8 м, которая хорошо читается в рельефе. Жилы имеют четкую клиновидную форму, начинаются в горизонте А и проникают в горизонт В (рис. 5 b).

В 4,5 км к югу от полярной станции Марре-Сале в береговом обрыве высотой 17 м под засоленными глинами горизонта D вскрывается линза ПЛ мощностью более 8 м (лед уходит под уровень моря) (рис. 5 e). Лед перекрыт песчано-глинистыми отложениями мощностью 4–6 м. Под 1,4 м талыми песками залегают мерзлые темно-серые и черные засоленные (Dsal = 0,7–0,9%) оскольчатые глины с большим количеством хорошо разложившейся органики черного цвета ($C_{орг}$ = 0,65–0,75%.). На контакте с перекрывающими песками глины сильнольдистые (суммарная влажность достигает 100%) со слоистой криогенной текстурой, а при приближении к ледяной залежи льдистость убывает, сетчатая криотекстура глин сменяется массивной, а суммарная влажность отложений сокращается от 66% до 34%. Пластовая залежь представляет собой чередование прослоев чистого прозрачного стекловидного льда и льда с примесью минеральных включений (частичек торфа, глины, ожелезненных песков) в виде взвеси. С глубиной количество минеральных включений сокращается, а лед становится прозрачным с включениями мелких пузырьков воздуха, находящихся под давлением. Грануломинералогический анализ минеральной взвеси во льду показал, что частицы дифференцированы по плотности, преобладают глинистые частицы, присутствие марка-

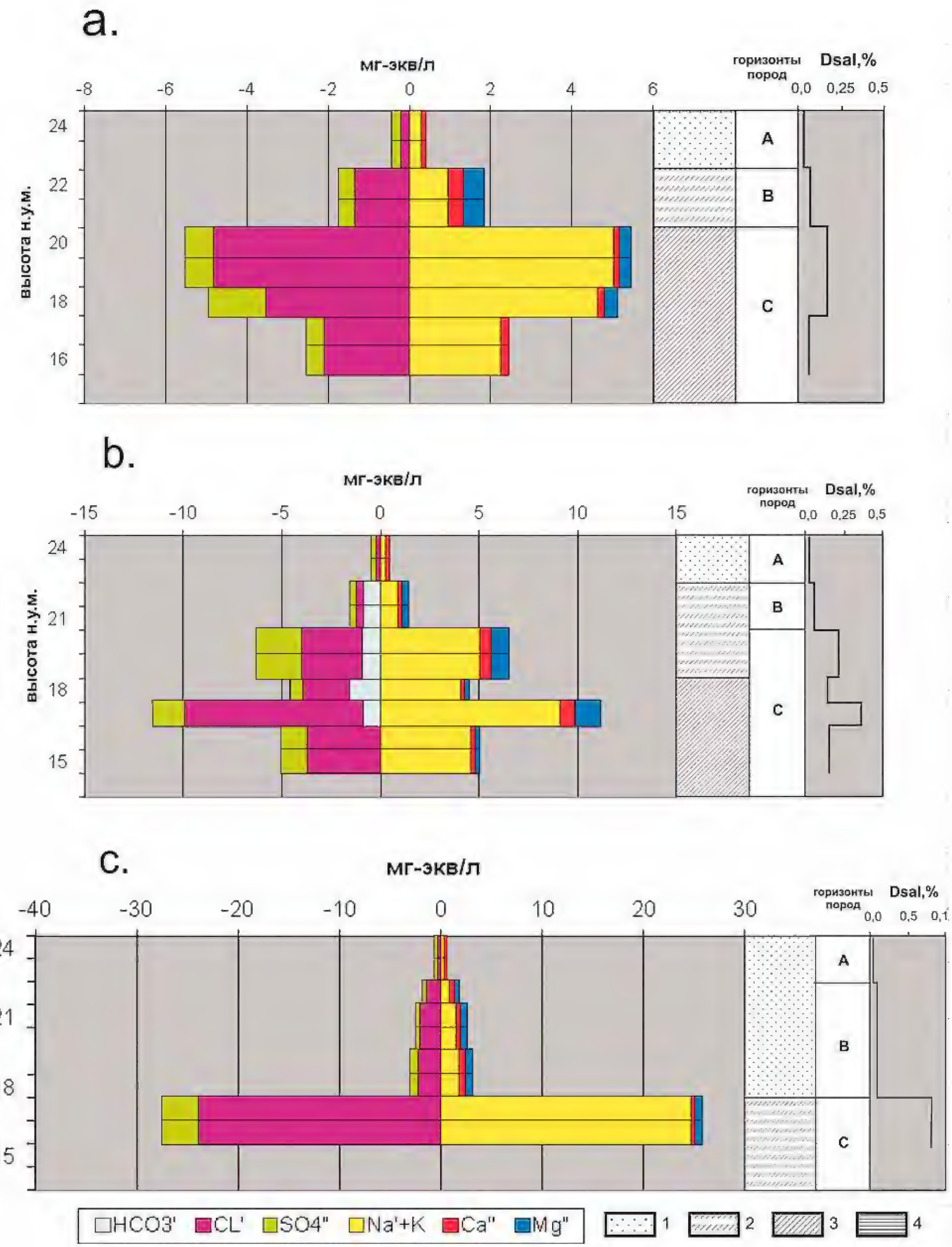


Рис. 4. Геологическое строение вмещающих подземные льды отложений района Марре-Сале, Западный Ямал, степень засоления и соотношение ионов водно растворимых солей.

Со знаком минус на графике дано содержание анионов. Разрезы: a – Ms1, b – Ms3, c – Ms5. Состав отложений: 1 – пески, 2 – супеси (алевриты), 3– суглинки, 4 – глины. A, B, C – горизонты пород см. Рис. 5; Dsal, % – степень засоления пород в процентах.

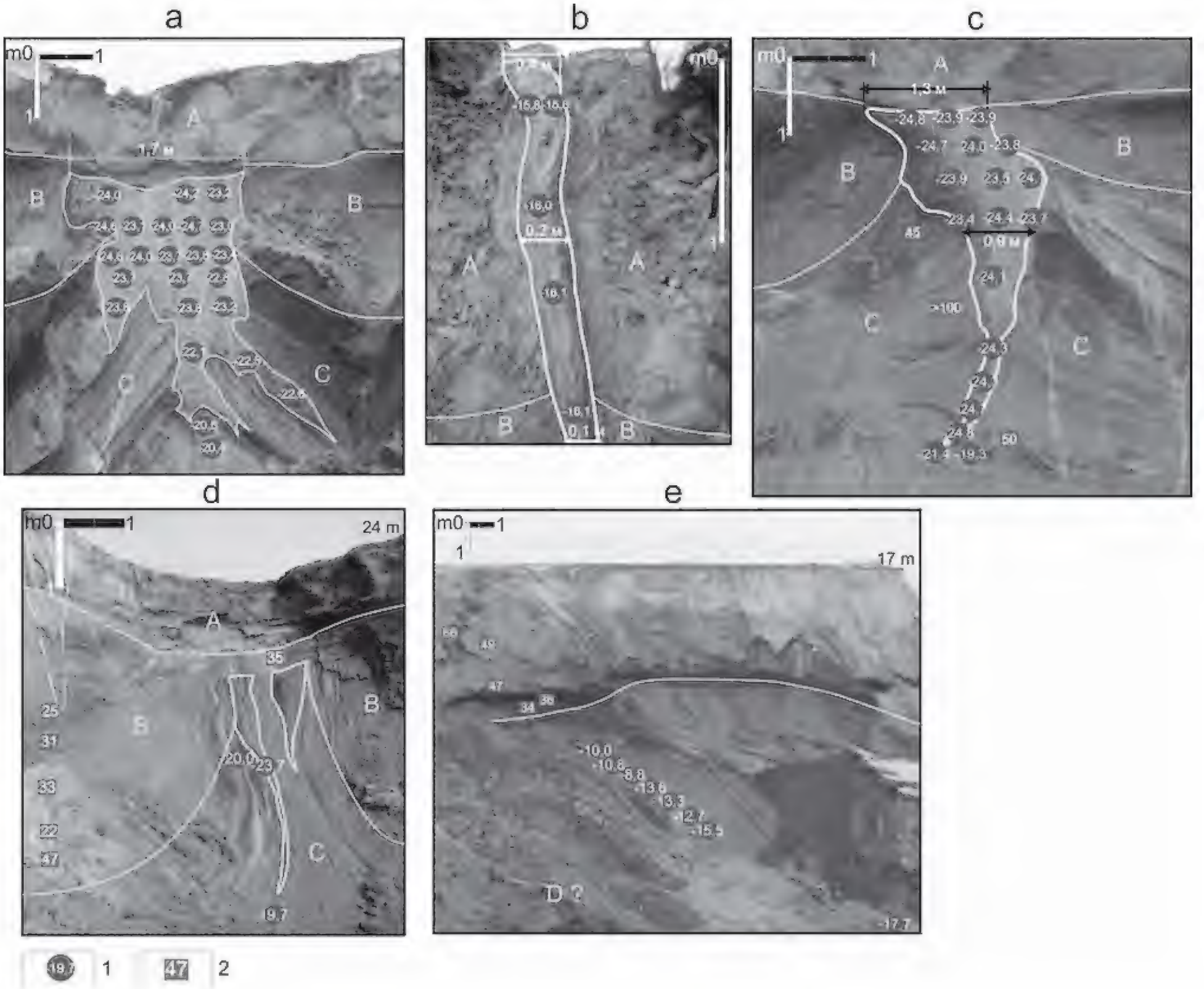


Рис. 5. Схема опробования и результаты изотопно-кислородного анализа ПЖЛ голоценового (b – Ms2) и верхнеплейстоценового (a – Ms1, c – Ms3, d – Ms5) возраста и пластовых (e – Ms7) льдов района Марре-Сале, Западный Ямал.

1 – место опробования и количество изотопов кислорода в пробе льда; 2 – суммарная влажность отложений.

зита указывает сероводородное загрязнение промерзающей воды.

Содержание стабильных изотопов в голоценовых ПЖЛ горизонта А для $\delta^{18}O$ изменяются в диапазоне от -16,1 ‰ до -15,6 ‰ и для δD от -118,5 ‰ до -115,1 ‰. Дейтериевый эксцесс близок к 10‰. Содержание стабильных изотопов в верхнеплейстоценовых ПЖЛ горизонта В изменяются от -24,8‰ до -23,4‰ для кислорода, а от – 190,6‰ до -179,3‰ для водорода (таблица 2). Превышение содержания изотопов водорода над кислородом изменяется от 6,8 до 8,9 ‰. Содержание стабильных изотопов кислорода в ледогрунтовой толще (С) для $\delta^{18}O$ меняется в диапазоне от -21,5 ‰ до -19,4 ‰ и для δD от -164,2 ‰ до -146,4 ‰. Дейтериевый эксцесс изменяется от 7,5 до 10,5 ‰. Содержание стабильных изотопов в ПЛ горизонта D для $\delta^{18}O$ по 8 определениям изменяется в диапазоне от -17,7 ‰ до -8,8 ‰ и для δD – от -150,4 ‰ до -76,7 ‰, с глубиной наблюдается закономерное облегчение изотопов кислорода во льду (рис. 5 d, рис. 6), а дейтериевый эксцесс изменяется в пределах от 2,7‰– 4,7‰. Соотношение стабильных изотопов кислорода и водорода в подземных льдах района Марре-Сале приведено на рис. 7.

Гыданская губа

В районе устья реки Еры-Маретаяха, расположенного на западном побережье (рис. 8.1), и возле мыса Паха-Сале на восточном побережье Гыданской губы (рис. 8.2) береговые уступы высотой

Таблица 2. Изотопный состав подземных льдов и уравнения регрессии для соотношения $\delta^{18}O$ и δD в подземных льдах района полярной станции Марре-Сале

Генезис льда, слой (разрезы)	N	$\delta^{18}O$ (‰) мин.	$\delta^{18}O$ (‰) средн.	$\delta^{18}O$ (‰) макс.	δD (‰) мин.	δD (‰) средн.	δD (‰) макс.	d (‰) мин.	d (‰) средн.	d (‰) макс.	Уравнение регрессии соотношение $\delta^{18}O$ и δD	R^2
ПЖЛ, А (Ms2)	5	-16.1	-15.9	-15.6	-118.5	-117.0	-115.0	10.2	10.5	10.8	$\delta D= 7,2\delta^{18}O-3,6$	0,98
ПЖЛ, В (Ms1, Ms3, Ms5)	17	-24.8	-24.2	-23.4	-190.6	-185.3	-179.0	6.8	7.9	8.9	$\delta D= 7,6\delta^{18}O-1,9$	0,96
Пластовый, С (Ms1, Ms3, Ms5)	10	-21.5	-20.4	-19.4	-164.2	-154.2	-146.4	7.5	8.7	10.5	$\delta D= 8,7\delta^{18}O-22,5$	0,99
Пластовый, D (Ms7)	8	-17.7	-12.8	-8.8	-150.4	-127.6	-76.7	2.7	4.0	4.7	$\delta D= 4,9\delta^{18}O-64,2$	0,22

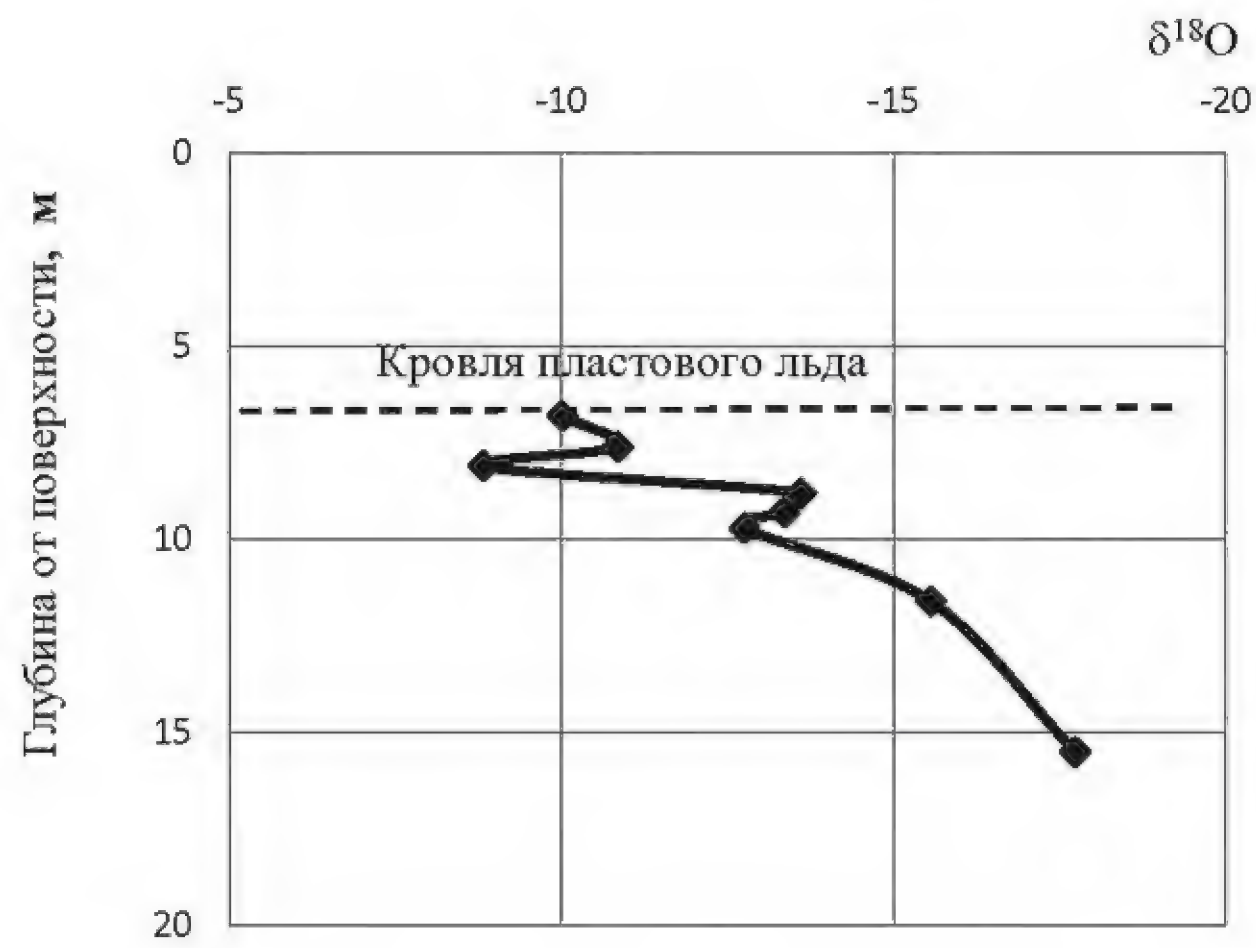


Рис. 6. Изменение содержания изотопов кислорода по глубине в залежи льда (Ms7) района Марре-Сале, Западный Ямал.

10–25 метров сложены дисперсными четвертичными отложениями.

По разрезу органоминерального комплекса в устье р. Монгаталянгъяха, расположенного вблизи от исследованного авторами разреза, Ю.К. Васильчуком [1992] получена серия радиоуглеродных позднеплейстоценовых датировок на различных высотах от уровня моря: на высоте 3,5 м – 30200 ± 800 лет (ГИН-2470), 4,5 м – 28600 ± 800 лет (ГИН-2638), 5 м – 25100 ± 220 лет (ГИН-2471), 5,9 м – 21900 ± 900 лет (ГИН-2469). Торфяник на высоте 9,3 м имел радиоуглеродный возраст – 3900 ± 100 лет (ГИН-2468). Наши исследования показали, что верхняя часть разреза западного берега залива до глубины 4,7 м (точка наблюдения 1006) представлена промерзшими озерными (озерно-болотными) отложениями, характеризующимися значительной льдистостью. Крупные прослои практически чистого льда, переслаиваются со слабо разложившимся торфом. Радиоуглеродная датировка по образцу торфа на высоте 22 м над уровнем моря показала возраст 8500±90 л.н. (ЛУ-6535) (рис. 10 1).

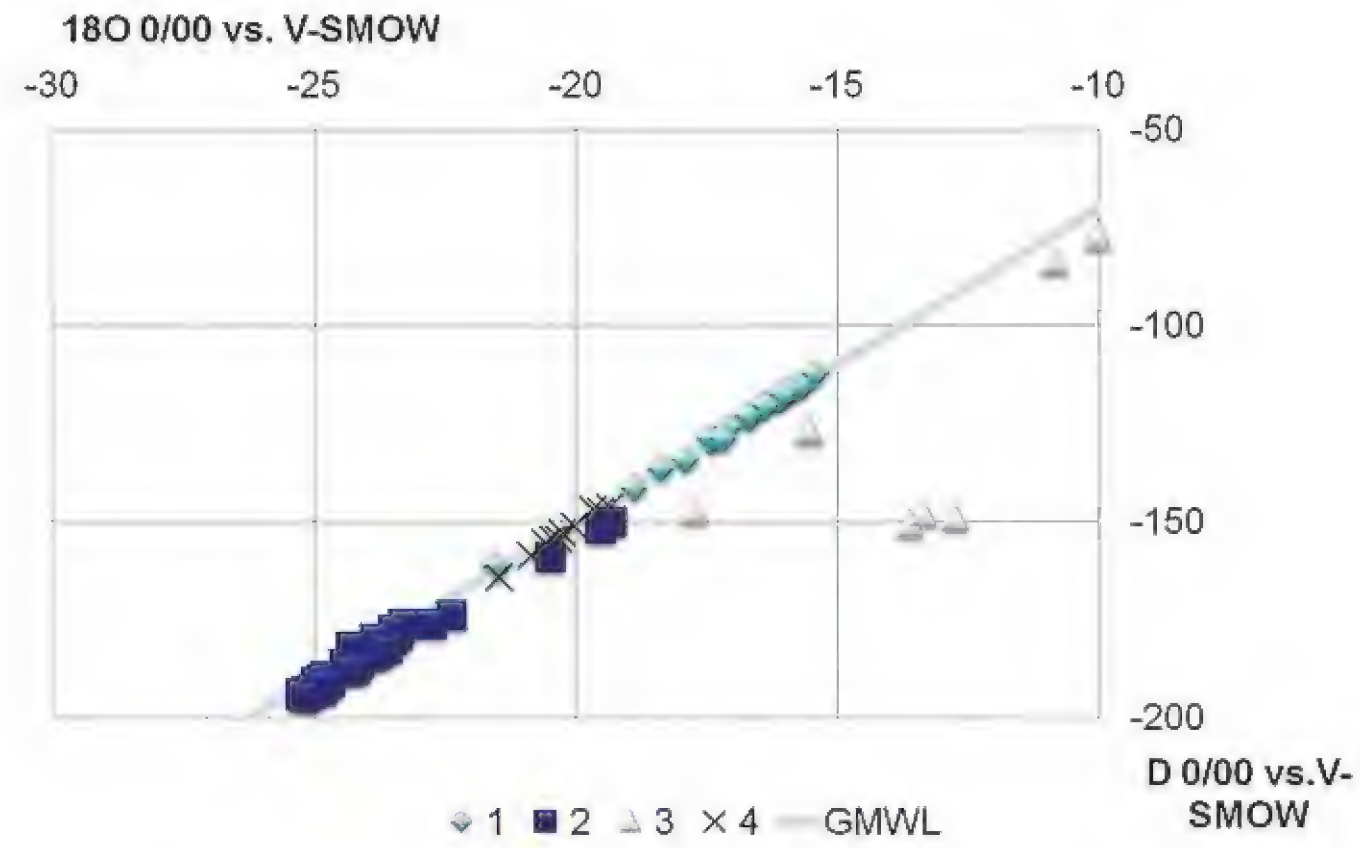


Рис. 7. Соотношение между содержанием стабильных изотопов кислорода и водорода в подземных льдах района полярной станции Марре-Сале.

1 – голоценовые полигонально-жильные льды горизонта A; 2 – верхненеоплейстоценовые полигонально-жильные льды горизонта B; 3 – пластовые льды горизонта D; 4 – пластовые льды горизонта C рис. 3.

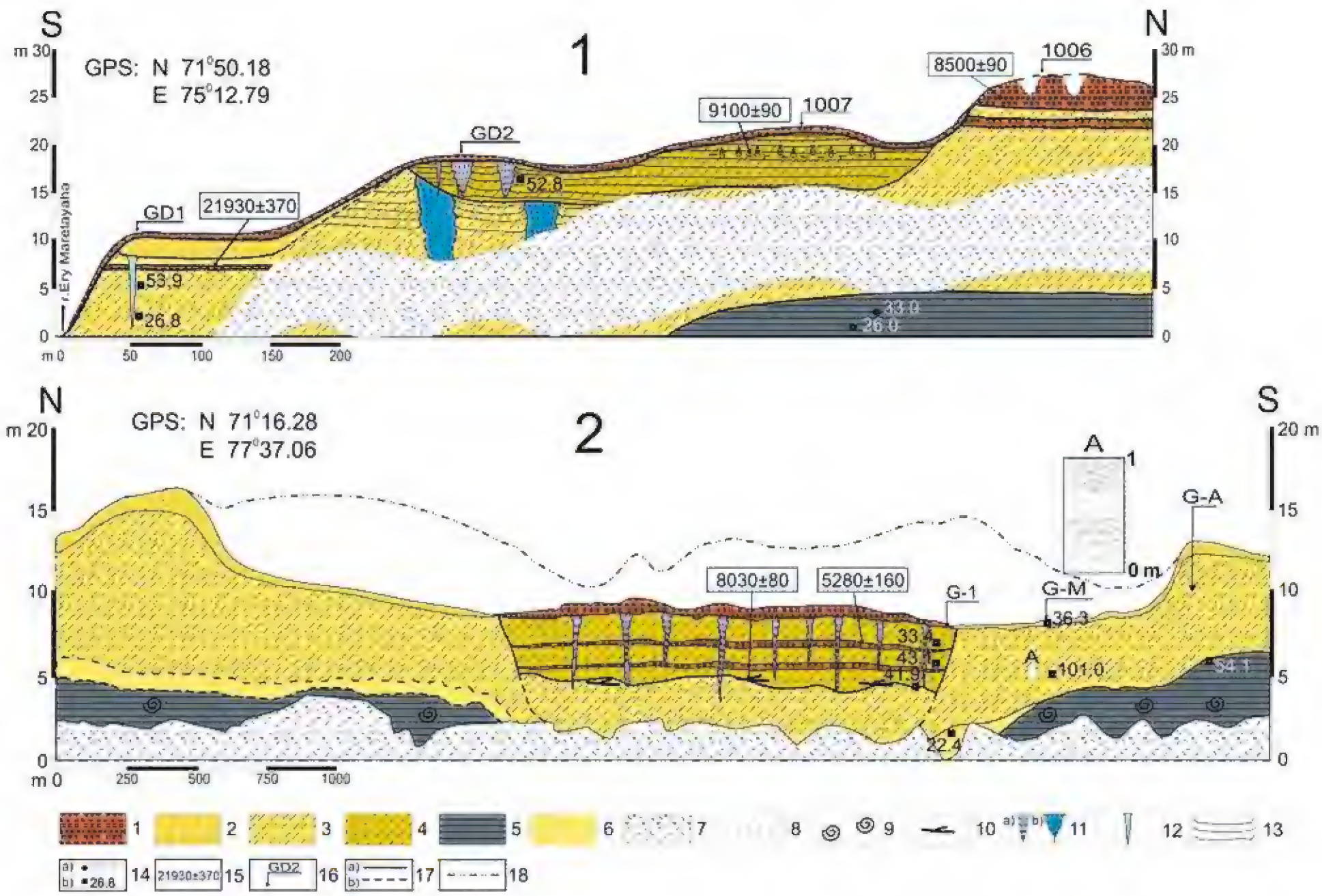


Рис. 8. Схема строения береговых обнажений Гыданской губы: 1 – устье р. Еры-Маретаяха; 2 – мыс Паха-Сале.

1 – торф; 2 – переслаивание супесей и песков; 3 – супеси пылеватые; 4 – супеси пылеватые оторфованные; 5 – глины; 6 – пески; 7 – осыпь; 8 – ракушки пресноводные озерные; 9 – морские моллюски; 10 – древесные остатки; 11 – полигонально-жильные льды: a) голоценовые, b) верхнеплейстоценовые; 12 – трещинный лед; 13 – поясковая криотекстура; 14 – влажность в процентах: a) суммарная, b) минеральных прослоев; 15 – возраст органических включений, лет; 16 – номер расчистки; 17 – литологические границы: a) установленные, b) предполагаемые; 18 – граница поверхности не подвергшейся термоденудации.

Под торфом вскрываются пылеватые супеси (количество пылеватых частиц составляет более 54%) (т.н. 1007), содержащие торф, корни растений ($C_{орг}$ 0,9%), фрагменты пресноводных моллюсков. По корням растений сделана радиоуглеродная датировка, показавшая возраст 9100±90 л.н. (ЛУ-6534). По раковинке пресноводного моллюска получена радиоуглеродная AMS-датировка 10625±25 л.н. (AA-105594) (табл. 3).

С глубиной в пылеватых супесях увеличивается количество песчаной фракции и уменьшается содержание органики ($C_{орг} \leq 0,2\%$). Прослой торфа в песчанистых отложениях на высоте 7,0 м на уровнем Гыданской Губы имеет радиоуглеродный возраст 21930±370 л.н. (ЛУ-6542).

В северной части обнажения пылеватые супеси подстилаются льдистыми глинами с сетчатой криогенной текстурой. Глины содержат большое количество органического углерода ($C_{орг}$=0,89%). Минеральные блоки размером 10x10 $см^2$ разделены шлирами льда толщиной до 1 см. Влажность минеральных прослоев составляет 26,0–33,0%, а сетчатая криогенная текстура указывает на эпигенетическое промерзание отложений. Изотопный анализ тектурообразующего льда (-8,48‰ для $\delta^{18}O$ и -63,4‰ для δD.

В обрыве вскрываются ПЖЛ двух ярусов (рис. 8.1, т.н. GD2). ПЖЛ шириной 1,2 м по верху и высотой 3,6 м верхнего яруса и крупные ПЖЛ шириной 2,5 м поверху и высотой более 10 м нижнего яруса. Вмещающие ПЖЛ пылеватые супеси сильнольдистые (Wc=52,7%) с характерной поясковой криогенной текстурой, что позволяет предположить их сингенетическое промерзание.

Изотопный состав ПЖЛ верхнего яруса голоценового возраста изменяется от -23,6 до -18,3‰ для

Таблица 3. Радиоуглеродный возраст органики, отобранной из горизонтов позднечетвертичных отложений Енисейского севера (по Гусев и др., 2011; Облогов и др., 2012)

Местоположение	Датированный материал	Глубина, м	^{14}C Возраст, тыс. лет	Лаборатор-ный номер	Источник или автор сбора
Голоценовые отложения					
0418, Казанцево	Древесина	1	3890±70	ЛУ-7003	Оригинальные данные
0512, Соп. Карга	Древесина	0	820±50	ЛУ-7005	Оригинальные данные
0804, Диксон	Древесина	1,5	8670±200	ЛУ-6420	Гусев и др., 2011
0811, о-в Сибирякова	Торф	1	8070±130	ЛУ-6152	Гусев и др., 2011
0808, о-в Сибирякова	Торф	0,75	8920±360	ЛУ-6408	Гусев и др., 2011
0903, Сухая Дудинка	Древесина	0,6	4250±60	ЛУ-6406	Гусев и др., 2011
0814, мыс Макаревича	Древесина	25	8370±90	ЛУ-6418	Гусев и др., 2011
0904, Тоболово	Древесина	1	4170±60	ЛУ-6411	Гусев и др., 2011
1012, Гыданская губа	Древесина	0,8	6630±120	ЛУ-6531	Оригинальные данные
1012, Гыданская губа	Торф	1,1	7850±120	ЛУ-6532	Оригинальные данные
1012, Гыданская губа	Торф	1,3	8030±70	ЛУ-6533	Оригинальные данные
1007, Еры-Маретаяха	Древесина	4	9100±90	ЛУ-6534	Оригинальные данные
1006, Еры-Маретаяха	Древесина	3.8	8500±90	ЛУ-6535	Оригинальные данные
1014, Матюй-Сале	Торф	1,2	7830±100	ЛУ-6537	Оригинальные данные
1014, Матюй-Сале	Торф	2,3	7700±80	ЛУ-6538	Оригинальные данные
10G1-1, Гыданская губа	Древесина	2,6	4600±80	ЛУ-6540	Оригинальные данные
10GA, Гыданская губа	Древесина	1,6	7180±70	ЛУ-6541	Оригинальные данные
Позднеоплейстоценовые отложения					
0807, о-в Сибирякова	Торф	0,3	12450±250	ЛУ-6410	Гусев и др., 2011
0920, Соп. Карга	Кость	0	13770±480	ЛУ-6998	Оригинальные данные
0904, Тоболово	Кость	0	30500±480	ЛУ-6416	Гусев и др., 2011
0918, Соп. Карга	Древесина	14,5	10560±620	ЛУ-6417	Гусев и др., 2011
10GD1-5, Гыданская губа	Торф	2,2	18270±340	ЛУ-6542	Оригинальные данные

кислорода ($\delta^{18}O$) и от -179,9 до -134,3‰ для водорода (δD), избыток дейтерия (d excess) изменяется от 9 до 12‰. Верхние части крупных сингенетических ПЖЛ в южной части обнажения срезаны склоновыми процессами или частично вытаяли. В пески и супеси верхнеплейстоценового возраста проникают нижние сохранившиеся части ПЖЛ: узкие (шириной до 0,4 м) и мощностью 4,5 м (т.н. GD1). Содержание стабильных изотопов кислорода и водорода в ПЖЛ и составляет -24,6…-22,6‰ для $\delta^{18}O$ и -193,1…-176,5‰ для δD, а дейтериевый эксцесс не превышает 6–7‰.

На восточном побережье Гыданской губы возле мыса Паха-Сале в обрывах высотой 15–20 м морские глины перекрываются континентальными песчано-алевритовые осадками с растительным детритом (рис. 8.2). На пляже рассеяно большое количество костных остатков, которые вымыты из береговых обрывов.

Линза озерных слоистых супесей мощностью 4–6 м и видимой протяженностью 1200 м насыщена органическими включениями ($C_{орг}$ = 1%), которые на глубине 2,6 м имеют радиоуглеродный возраст 5280+/-160 ЛУ 6540, а на нижнем контакте с вмещающими породами – 8030+/-80 ЛУ 6541. По простиранию линза озерных отложений вложена в пачку сильнольдистых отложений, которые 83% состоят из частиц пылеватой размерности. Льдистые прослои (Wc=101%) толщиной 0,15–0,20 м чередуются с менее льдистыми горизонтами толщиной 0,8–0,9 м, образуя характерную поясковую криотектуру (см. рис. 8.2, врезка А). Пылеватые супеси по разрезу сменяются тонкозернистыми льдистыми песками массивной криотекстуры (Wc=22,4%). Пески в северной части и пылеватые супеси в южной части обрыва подстилаются глинами с богатой фауной морских моллюсков.

Озерные отложения включают комплекс голоценовых ПЖЛ. На поверхности льды образуют полигональную сеть со стороной полигона 18–25 м. Жильные льды шириной 0,2–0,5 м по верху и длиной 2–5 м. Лед ПЖЛ коричнево-белый вертикально-слоистый, с ожелезнением на контакте с вмещающими породами. Изотопный состав ПЖЛ составляет -19,1‰ для кислорода ($\delta^{18}O$) и -146,2 ‰ для водорода (δD), избыток дейтерия (d excess) – 7,2‰.

Бухта Северо-Восточная, п. Диксон.

В районе п. Диксон, в береговом обрыве вскрываются два яруса сингенетических ПЖЛ (рис. 9). По результатам радиоуглеродного датирования верхний горизонт отложений отложения накапливался от 9 до 3,5 тыс. лет назад [Гусев и др., 2011]. Отложения сильно льдистые (Wc >86%) с характерной для сингенетических отложений ритмично-слоистой (поясковой) текстурой. Толщина поясков 0,5–1,0 см, расстояние между ними от 3 до 12 см. Криотекстура между поясками – сетчатая, атакситовая и массивня, а вблизи поясков – микро-линзовидно-слоистая. На участках примыкания шлиров к ледяным жилам пояски загнуты вверх или вертикальны. Видимая мощность отложений составляет около десяти метров, но ПЖЛ уходят под уровень моря, что позволяет предположить большую мощность отложений.

Отложения, вмещающие сингенетические ПЖЛ, однородны и состоят из частиц пылеватой размерности, количество которых с глубиной увеличивается от 82 до 96 %. Среди пылеватых частиц преобладает фракция крупной пыли. Исследования минералогического состава тяжелых минералов в отложениях показали, что источником вещества являлись местные коренные породы, основного состава. Мелкозем, образующийся при разрушении глыб, представлен сростками оливина-плагиоклаза-ильменита, не окатанных зерен оливина и ильменита, кварца и обломков каменного угля. Во всех пробах минералы в ряду ильменит-гранат-турмалин дифференцированы по плотности. В породе повсеместно присутствуют уплощенные обломки базальтов пылеватой размерности. Известно, что базальт быстро разрушается, поэтому присутствие мелких не выветрелых угловатых обломков базальта в дисперсных породах свидетельствует о близком источнике сноса материала.

Содержание органического углерода в осадках, включающих верхний ярус льдов, составляет 0,6–1,2% и достигает 2,1 % за счет включений прослоев торфа и фрагментов намывной древесины. В отложениях, включающих ПЖЛ нижнего яруса, общее содержание органического углерода не превышает 0,6%. Органический материал равномерно рассеян по разрезу, крупных растительных включений нет.

Результаты анализа изотопного состава кислорода ($\delta^{18}O$) и водорода (δD) ПЖЛ показывают изменения значений в диапазоне от -26,8 ‰ до -20,1 ‰ ($\delta^{18}O$) и от -205,0 ‰ до -150,4 ‰ (δD). Голоценовые ПЖЛ верхнего яруса имеют изотопный состав от -21,7‰ до -19,5‰ ($\delta^{18}O$) и от -161‰ до -147‰ (δD). Изотопный состав ПЖЛ нижнего яруса на 6‰ легче: меняется от -24,3‰ до -26,8‰ для $\delta^{18}O$ и от -205‰ до -184‰ для δD. В районе п. Диксон растут современные ледяные ростки жил, которые имеют более тяжелый изотопный состав от -17,1‰ до -16,2‰ для $\delta^{18}O$ и от-124‰ до -118‰ для δD [Streletskaya et al., 2011].

Минерализация ПЖЛ возрастает от 63,5 мг/л (ПЖЛ верхнего яруса) до 360,5 мг/л (ПЖЛ нижнего яруса). В ПЖЛ верхнего яруса среди анионов преобладает CL^-, среди катионов Na^+. В химиче-

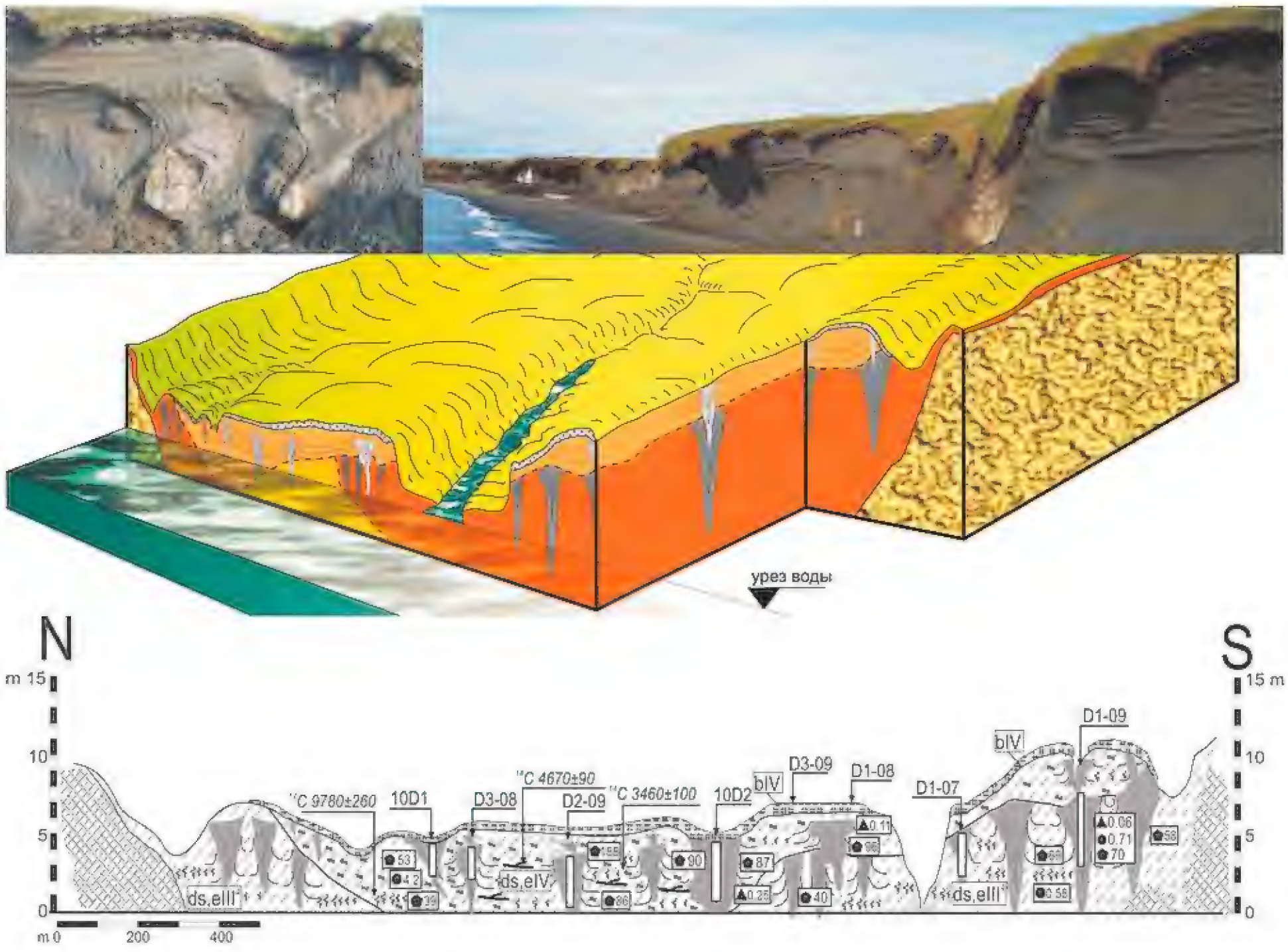


Рис. 9. Схема строения и фото береговых обнажений бухты Северо-Восточная. В нижней части рисунка геокриологический разрез четвертичных отложений (условные обозначения см. на рис. 3).

ском составе жильных льдов нижнего яруса преобладают HCO_3^- и Ca^{++}.

Разрез от мыса Макаревича до устья р. Крестьянка.

В районе мыса Макаревича четвертичные отложения перекрывают пермские породы, кровля которых поднимается до абсолютных отметок + 5+10 м (рис. 10, 08Mak). Породы представлены консолидированными песчаниками и сланцами с большим количеством трещин. Пространство между крупными глыбами занимают обломки щебенисто-дресвяной размерности и песчано-глинистый заполнитель, который поступает со склонов. К устью реки Крестьянки мощность четвертичных отложений возрастает, а кровля пермских пород резко уходит под уровень залива.

В береговом обрыве вскрывается геологическое строение выровненной поверхности высотой 45–50 м с хорошо выраженным байджераховым рельефом.

Сверху вниз в центральной части обрыва вскрываются следующие пачки дисперсных отложений.

1. Бурые оторфованные пылеватые (содержание пылеватой фракции достигает 83%) супеси мощностью 5–7 м. Супеси содержат 0,05–0,14% воднорастворимых солей, в составе ионов преобладают ионы натрия и хлора. Отложения пронизаны многочисленными корешками растений, количество органического углерода в супесях составляет 0,7–0,9%. Спорово-пыльцевой спектр из супесей, залегающих близко от поверхности, характеризует таежный тип растительности, возможно, отвечающий климатическому оптимуму голоцена. Доминируют древесные растения, среди которых ведущая роль принадлежит хвойным.

Супеси сильнольдистые (суммарная влажность достигает 80%). Отложения включают крупные ПЖЛ и имеют характерную поясковую криотекстуру. Жилы видимой мощностью 3,5 – 4,0 м имеют ширину по верху 3–4 м и формируют полиго-

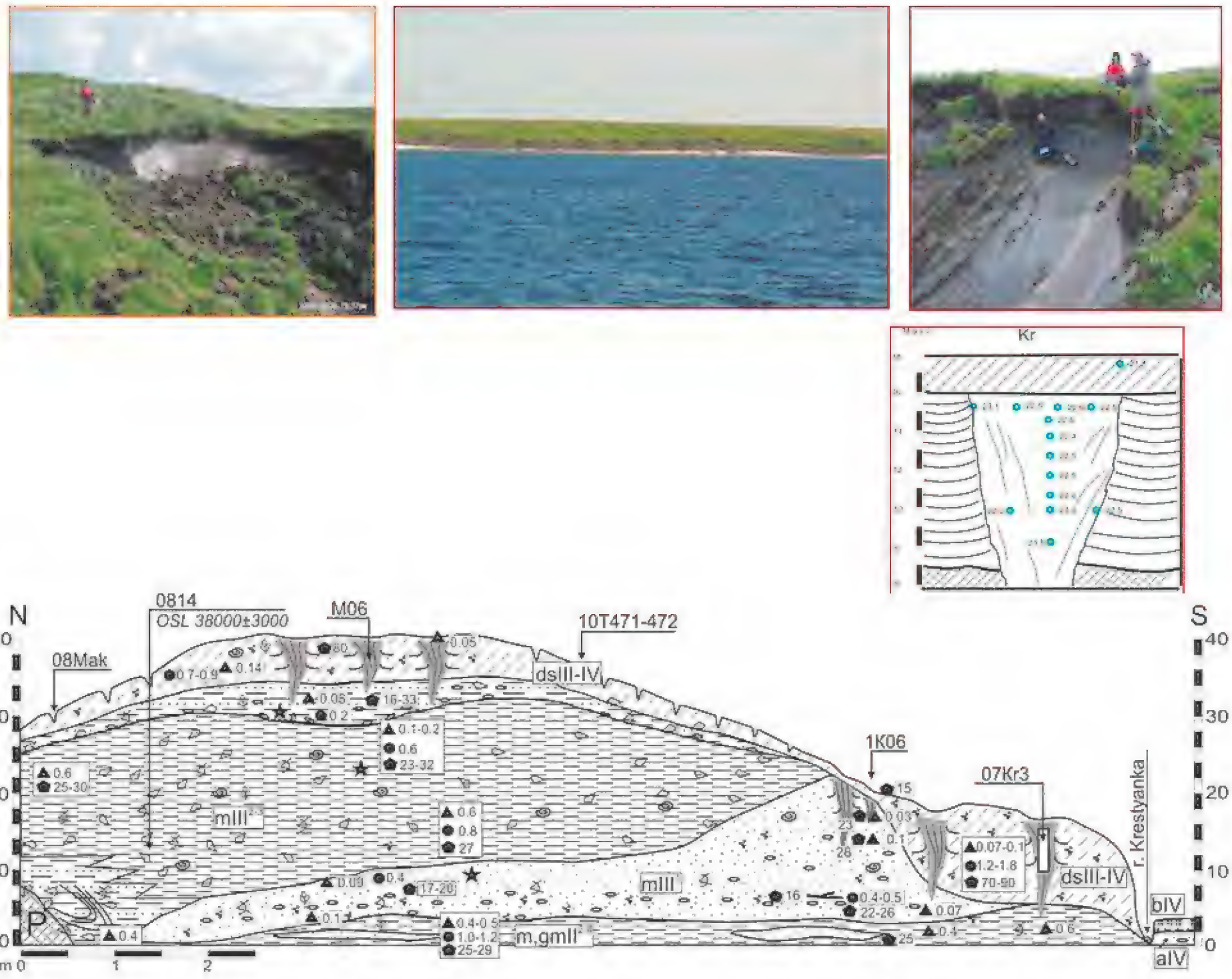


Рис. 10. Схема строения и фото береговых обнажений от мыса Макаревича до устья р. Крестьянка. В нижней части рисунка геокриологический разрез четвертичных отложений (условные обозначения см. рис. 3).

нальный рельеф. Размер полигонов 10–15 м. Лед в жилах белый фирноподобный, с вертикально ориентированными пузырьками воздуха, иногда загрязненный, с включениями глинистых окатышей и вертикальными и наклонным трещинами, которые подчеркиваются желто-коричневыми включениями частиц.

2. Пылеватые супеси подстилаются 3–4 м пачкой неясно слоистыми ожелезненными, слабо оторфованными песчано-глинистыми отложениями. С глубиной доля песков и супесей сокращается, разрез становится более глинистый (количество пылеватых частиц в породе сокращается до 25%, а глинистых увеличивается до 34%). Степень засоления песчано-глинистых отложений возрастает с глубиной 0,23%, а состав солей с глубиной меняется от гидрокарбонатно натриевого до сульфатно натриевого. Количество органического углерода в толще с глубиной сокращается и составляет 0,2%.

Грануло-минералогический анализ песчаной фракции из отложений показал, что обломочные зерна тяжелых минералов (магнетит, ильменит, циркон, гранат) хорошо сортированы по размеру и плотности. Для зерен (обломков) кварца, относящего к легким минералам, характерны две совокупности распределений: с морской и аллювиально-морской сортировкой. Суммарная влажность отложений увеличивается с глубиной от 16,5% на глубине 7,5 м до 33% на глубине 10,2 м. Криотекстура массивная.

3. С глубины 10,3 м залегают глины мореноподобные, буро-серые комковатые, иногда оскольчатые, ожелезненные по структурным отдельностям. Контакт глин с перекрывающей песчано-глинистой толщей субгоризонтальный нечетко выраженный. На верхнем контакте глины обогащены (до 30%) галькой темноцветных пород (преобладающий размер включений 0,3–2,0 см). По всему разрезу глинистая толща содержит вклю-

чения глыб до 20 см и гальки (диаметром 2 см) с ожелезнением по поверхностям.

Пыльцевые спектры проб из кровли глин характеризуют растительность лесотундр. Доминируют травянистые и споровые растения (73–77%): разнотравье – 31–32%, сем. Chenopodiaceae – 2–4%, Ranunculaceae – 2%, Pirolaceae – 0–1%, сем. Polypodiaceae – 22–24%, *Sphagnum* sp. – 13–14%, *Lycopodium alpinum* – 1–2%. Из древесных и кустарниковых форм определены *Betula* ex. sect. *Albae* – 5–6%, Alnus – 1–2%, Alnaster – 3–4%, *Salix* sp. – 3–4%, *Betula* sect. *Nanae* – 6–7%, *Picea obovata*, *Picea* sp. – 3–4%, *Pinus sibirica* – 1%.

Комплекс фораминифер из тех же проб содержит 30 экземпляров, состоящий из 14 видов. В нем преобладают ретроэльфидиумы, меньше хайнезин и единично встречены *Buccella frigida* Cushm., *Cibicides rotundatus* Stschedr., *Cassandra teretis* Tapp. и другие. Особо следует отметить наличие в комплексе *Elphidiella tumida* Gud. Этот комплекс формировался в неблагоприятных условиях холодного арктического бассейна с пониженной соленостью воды. Такой набор фораминифер может быть сравним с санчуговскими комплексами Енисейского Севера [*Гудина, 1969*].

Грануло-минералогический анализ песчаной фракции из глин показал, сортировку минералов в условиях морского пляжа. Глауконит, аутогенный пирит, ракушечный детрит свидетельствует о перемыве морских отложений с выносом на пляж осадков морского мелководья при короткой трансгрессии моря. Видимой органики в глинах нет, но количество органического углерода достаточно высокое 0,6%–0,8 %. Глины засолены, степень засоления составляет 0,6%, состав солей хлоридно-натриевый. Глины мерзлые и пластично мерзлые с редкими линзами льда диаметром до 0,3 см, или неполносетчатой криотекстурой (размер сетки 2–8 $см^2$ х 1–6 $см^2$). Шлиры прерывистые невыдержанные толщиной около 1 мм. Глины разбиты на блоки размером 0,5–1,0 см, с глубиной размеры блоков увеличиваются до 2–1,5 см (трещины и пустоты между блоками заняты менее плотным темным суглинком), образуя характерную посткриогенную текстуру. Суммарная влажность глинистой толщи составляет 23–32%.

На склонах глинистые отложения перекрыты двух метровым плащом слоистых супесей и песков с большим количеством обломочного материала. Содержание крупнообломочного материала составляет до 50 %. Видно, что многие угловатые обломками пермских песчаников растрескивались на месте, и испытывали морозную сортировку в пределах слоя сезонного оттаивания (плоские обломки «стоят на ребре» или вертикально ориентированы). По плоскостям обломки сильно ожелезнены. Пески заполняют различно ориентированные узкие трещины в глинах, что подчеркивает посткриогенную текстуру.

Там, где четвертичные отложения непосредственно налегают на пермские породы, они представлены переслаивающимися бурыми глинами с многочисленные включения угловатых обломков и рыжеватыми ожелезненными песками. Линзы песков в основании разреза на мысе Макаревича имеют ИК-ОСЛ-возраст 38,0 ± 3,0 тыс. лет [Гусев и др., 2011].

Под глинистой пачкой залегают желто-серые, хорошо сортированные, горизонтально и косослоистые пески мощностью 4,5–10 м. Слоистость подчеркивается ожелезнением, включениями срезанных косых и горизонтальных прослоев грубозернистых песков и гравия. Грануло-минералогический анализ песков показал, что осадки накапливались в подводной части дельты, обращенной к открытой части морского бассейна со свалом глубин и вдоль береговыми течениями и с волновым действием на дно. Сортировка обломков по плотности и размерам, отсутствие алеврита и тонких песков свидетельствует о возможности образования гравелистых песков в подводной зоне пляжа вблизи приустьевой части реки. Спорово-пыльцевые спектры проб, отобранных из песков отражают таежный тип растительности *казанцевского времени* с обширными лугами. Из древесных и кустарниковых форм определены *Betula* ex. sect. *Albae* – 10%, *Alnus* sp. – 2%, *Salix* sp. – 0–4%, *Betula* sect. *Nanae* – 2%, *Picea obovata, Picea* sp. – 8–16%, *Pinus sibirica* – 4%, *P. silvestris* – 2%. Предоставленные с этого места отбора образцы на определение микрофауны оказались практически «немыми».

Пески засолены (степень засоления 0,1% состав солей хлоридно-натриевый) и насыщены органикой (содержание органического углерода в песках 0,5%). Криогенная текстура песков массивная. Суммарная влажность песков составляет 17,0% – 20,4%.

5. В основании обрыва (на высоте 1–2 м от уровня залива) отмечается постепенный переход от песков к суглинкам и глинам. Тонкие прослои песков с включениями гравия и частичками органики (мха?), чередуются с суглинками и глинами.

Глинистые отложения массивной криотекстуры (суммарная влажность глин и суглинков 28,5%), плотные, комковатые или плитчатые. Содержание солей хлоридно-натриевого состава достигает 0,4–0,5%, органического углерода – 1,0–1,2 %.

Спорово-пыльцевые спектры проб из нижних глин, характеризуют растительность лесотундр санчуговского периода. Доминируют травянистые растения.

В долине р. Крестьянки пачка пылеватой супеси подстилается засоленными серыми глинами, плотными, пластичными с линзами разнозерни-

стых слоистых песков, малольдистых, массивной криотекстуры. Контакт супесей и подстилающих глин – эрозионный и подчеркивается прослоем бурых ожелезненных глин с посткриогенной текстурой. Степень засоления песков в линзах составляет 0,1%, а в глинах достигает 0,4–0,6 %, состав солей хлоридно-натриевый, что характерно для осадков, сформировавшихся в морских условиях.

Пылеватые супеси включают мощные 9 м ПЖЛ через 8–10 м и шириной жил поверху 2,4–3,5 м (рис. 10, 07Кр3). Лед в жилах мутный с включениями мелкой гальки и галечным обрамлением на контактах жил с вмещающими породами. Криогенная текстура супесей поясковая (суммарная влажность 76–86 %), вблизи жил пояски загибаются вверх. Криогенная текстура внутри поясков льда микрошлировая, сетчатая и атакситовая. Средние значения $\delta^{18}O$ и δD в ПЖЛ в районе устья р. Крестьянки изменяются в диапазоне от -23,7 ‰ до -22,0 ‰ и от -179,7 ‰ до -167,7 ‰ соответственно.

Мыс Сопочная Карга

Четвертичные отложения, как содержащие крупные включения ПЛ и ПЖЛ, так и без видимых включений льда изучались нами ранее по нескольким расчисткам на 6,0 км отрезке берега Енисейского залива от мыса Сопкарга до р. Мироновская (рис. 11 A.B.C.D). Результаты частично опубликованы [Стрелецкая и др., 2006; 2007; 2009; Стрелецкая, 2009; Стрелецкая, Васильев, 2009; Streletskaya et al. 2008;2011 и др.]. В береговом обрыве вскрываются отложения слагающие поверхности с абсолютными отметками от 35–40 м до 5–10 м. В северной части обрыва, в районе устья р. Мироновской возраст отложений, включающих морскую фауну, составил 112–117 тыс. лет (рис. 11 A).

В южной части обрыва (рис. 11 C) на высоте 30–35 м залегает ПЛ мощностью более 35 м, подошва которой уходит под уровень моря. К боковым границам пласта льдистость сокращается, и разрез становится более глинистым.

ПЛ перекрывается пачкой осадков мощностью 5–6 м. Отложения представлены торфяно-минеральной смесью (содержание органического углерода в породе достигает 2,1 %, а пылеватая фракция составляет 70–78% от общей массы). Торфяно-минеральные отложения подстилаются темно-

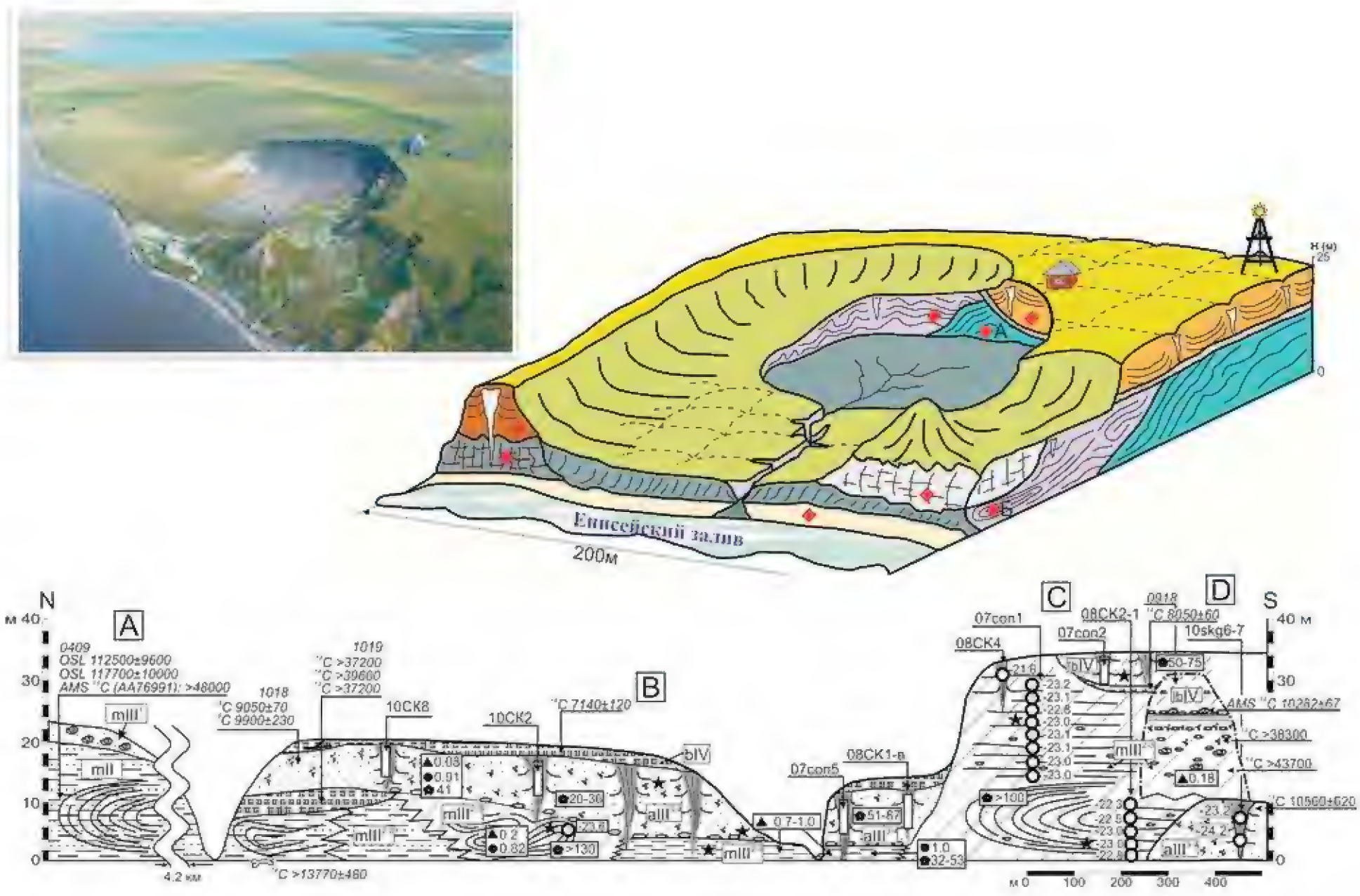


Рис. 11. Схема строения и фото береговых обнажений района мыса Сопочная Карга. В нижней части рисунка геокриологический разрез четвертичных отложений (условные обозначения см. рис. 3).

бурым торфом мощностью 1,0–1,5 м, с включениями крупных фрагментов древесины. Радиоуглеродное датирование двух образцов торфа показало, что органогенный горизонт имеет возраст 7320±130 лет (GIN 13056) и 8050±60 лет (GIN 13055), то есть времени климатического оптимума.

Сильно льдистые торфяно-минеральные отложения (суммарная весовая влажность превышает 80%) имеют характерную поясковую криотекстуру в сочетании с сетчатой и атакситовой. Толща вмещает сингенетические ПЖЛ шириной от 0,4 м до 3,0 м поверху и мощностью более 5,0 м. Минерализация ПЖЛ составляет 22,0 мг/л, среди анионов преобладает гидрокарбонат ион, среди катионов содержание ионов кальция почти в два раза превышает натрий и калий. Диапазон изменений $\delta^{18}O$ в ПЖЛ составляет от -20, 3‰ до -19,0 ‰, а диапазон изменений δD от -150,4 ‰ до -140,6 ‰.

Собственно ПЛ представляет собой нечеткое чередование дислоцированных прослоев чистого льда толщиной от нескольких до десятков сантиметров и льда с примесью минеральных включений. Суммарная весовая влажность превышает 100%. Внутри ледяной залежи отмечаются крупные грунтовые блоки размером 0,4–1,0м × 0,1–0,4 м^2 неправильной формы, часто подчеркивающие слоистость, представленные темно-серой глиной с включениями гальки и валунов диаметром до 0,4 м. Криотекстура грунтов в блоках изменяется от микроатакситовой до микропорфировидной.

Крупные частицы в глинистых примесях (тяжелые минералы песчаной фракции) центральной части залежи ПЛ отличаются почти идеальной сортировкой (черепитчатый тип со смещением вправо в соответствии с плотностью минералов). Такое распределение частиц минералов характерно для осадка, формирующегося в условиях морского мелководья или придельтовой части реки, при участии вдоль береговых течений и волновой переработки [Сурков, 2000]. Тяжелые минералы из нижней части ПЛ (на высоте 2, 0 м н.у.м) также дифференцированы по плотности, но на графиках читается два семейства зерен, которые различаются по размерам и окатанности. Первое характеризует морскую обстановку формирования, второе – речную.

Минерализация чистого льда изменяется от 266 мг/л до 722 мг/л, содержание гидрокарбонат иона существенно преобладает среди анионов. Среди катионов преобладает натрий, его содержание во льду достигает 92%.

Содержание изотопов кислорода во льду не меняется по разрезу, составляя -23‰ для кислорода и -177‰ для водорода, значения дейтериевого эксцесса (d excess) в среднем составляют – 4,5–5,8‰.

ПЛ интенсивно оттаивает, ширина термоцирка достигает 500 м, а высота термотеррасы над уровнем моря 4–5 м. На то, что ледяная залежь неоднократно подвергалась воздействию термоденудационных процессов, указывают линии нескольких уступов выше современной бровки обнажения. За пять лет наблюдений с 2005 по 2010 г.г. ледяная стенка отодвинулась на 40 м [Гусев, 2011]. О масштабе процессов свидетельствует переместившийся оползень высотой 22 м и шириной 200 м, который перекрывает фрагмент второй аллювиальной террасы р. Енисей (рис. 11 D). Объем оползневого тела составляет около 220 тыс. м^3.

Верхнюю часть тела оползня сложена слоистыми оторфованными пылеватыми супесями и песками малольдистыми массивной криотекстуры (суммарная весовая влажность не превышает 19,7%). Количество органического углерода в супесях достигает 2,5%. Отложения по составу и строению похожи на сильнольдистые торфяно-минеральные осадки, залегающими в стенке термоцирка, на 6 м выше верхушки оползня рис. 11 (C), но оттаявшие и вновь промерзшие.

В основу спорово-пыльцевого комплекса отложений входят современные тундровые виды кустарников и травянистых растений: ольховник, кустарниковая береза, кочедыжниковые, плауны, разнотравье. Прослой с мелкими гастроподами из верхней части оползня содержит комплекс фораминифер, в котором явное преобладают ретроэльфидиумы, значительно меньше букцелл и кассидулин. Присутствуют также единичные лагены, дискорбисы, хайнезины и т.д. Сохранность анализируемого материала плохая – много мелких, уродливых форм. В целом комплекс характерен для арктического бассейна с пониженной соленостью. Из этого же горизонта определены остракоды в следующем процентом соотношении: *Eucypris* sp. – 41%, *Candona harmsworthi* – 10%, *Candona* sp.juv. – 36%, *Cytherissa lacustris* – 8%, *Ilyocypris* sp. – 5% [*Степанова и др., 2010*]. Все остракоды пресноводные, они встречаются почти во всех реках и озерах данного района. Такой же комплекс описан в современных донных осадках из эстуариев Оби и Енисея и термокарстовых озер побережья моря Лаптевых.

С глубины 4–5 м залегают суглинки, слагающие основное тело оползня. Контакт оторфованных пылеватых отложений и глинистых отложений маркируется торфяным горизонтом. Радиоуглеродное датирование с использованием ускорительной масс-спектрометрии раковинки пресноводного моллюска *Lunatia* sp. (?) из нижней части прослоя торфа показало радиоуглеродный возраст – 10282±67 лет (AA-75298), скорректированный календарный возраст 11273±71. Глинистые отложения не засолены, степень засоления не превышает 0,18%, в составе преобладают ионы хлора,

сульфатов и натрия. Радиоуглеродный возраст отложений превышает 43 700 лет.

Глинистые отложения оползня были изучены практически на всю мощность, для изучения диатомовых водорослей была собрана коллекция из 23 образцов. В ряде образцов диатомеи не обнаружены. Часть образцов содержит только единичные обломки панцирей переотложенных палеогеновых морских диатомей. В остальных образцах в небольшом количестве (единично) содержатся пресноводные (*Aulacoseira islandica* f. *islandica,* представители родов *Pinnularia* и *Eunotia*), а также панцири переотложенных палеогеновых диатомей. В верхней и нижней части разреза единично встречены представители морской прибрежной диатомовой флоры: *Navicula digitoradiata, Cyclotella striata, Achnanthes groenlandica.*

Спорово-пыльцевой анализ глинистых отложений показал, что доминируют травянистые растения – 65%: разнотравье – 26%, сем. *Chenopodiaceae* – 2%, сем. *Cyperaceae* – 2%, *Ranunculaceae* – 4%, *Caryophyllaceae* – 3%, *Pirola* – 1%, *Ephedra* – 1%; споровые представлены сем. *Polypodiaceae* – 7%, *Sphagnum* sp. – 20%, *Ophyoglossum* sp. – 1–6%. Среди древесных и кустарниковых преобладают хвойные – *Picea obovata*, *Picea* sp. – 12%, *Pinus sibirica* – 6%, *P. silvestris* – 2%; мелколиственные – *Betula ex. sect. Albae* – 4%, *Salix* sp. – 2%, *Betula sect. Nanae* – 6%. Спорово-пыльцевой комплекс, выделяемый из глинистой толщи может характеризовать лесотундровую растительность каргинского времени в позднем неоплейстоцене.

Тело оползня налегает на более молодую пачку слоистых хорошо сортированных песков с намывным торфом мощностью 10 м. Радиоуглеродный возраст торфа в песках более 10 000 лет. Пески льдистые и включают сингенетические ПЖЛ, содержание стабильных изотопов кислорода во льду составляет 24,2–23,2 ‰.

К северу от п/с Сопочная Карга в береговом обрыве Енисейского залива высотой 15–20 м (уровень второй надпойменной террасы р. Енисей) разрез четвертичных отложений представлен несколькими горизонтами континентальных и морских отложений рис. 11 (В). На поверхности террасы залегают плохо и среднеразложившиеся торфа мощностью до 1,0 м. Формирование торфов по результатам радиоуглеродного датирования началось 9–10 тыс. лет назад. Под торфами залегают слоистые пылеватые супеси и мелкие пески мощностью 4–15 м, которые также подстилаются торфами (обн. 1019). Прослои торфов на нижней границе супесчано-песчаной пачки имеют радиоуглеродный возраст более 37 200 лет. В основании обрыва найдена кость северного оленя, по которой получен радиоуглеродный возраст 13 770±480, календарный возраст – 16 690±790 (ЛУ-6998), а летом 2012 года в отложениях террасы обнаружена туша хорошо сохранившегося мамонта, возраст которого будет определен. В верхних частях супесчаной пачки количество пылеватых частиц в отложениях достигает 80%, а с глубиной убывает до 30%. С глубиной убывает количество органического углерода в отложениях и льдистость. Контакт песков и нижележащих глин и ПЛ подчеркивается прослоем крупнозернистых песков с включениями хорошо окатанной гальки (рис. 11 В). Оскольчатые глины ниже песков и супесей засолены (степень засоления до 1,5%) и по составу водно растворимых солей диагностируются как морские (содержание хлор иона составляет 70–85 мг-экв %, а натрий иона 97 мг-экв %). Количество органического углерода в глинистых отложениях не зависит от льдистости и составляет 0,8 – 1,0%. Содержание солей в ПЛ меньше и составляет 0,2%, но среди ионов также преобладает хлор и натрий ионы.

Криогенная текстура супесей – поясковая, песков – массивная. Весовая влажность пылеватых супесей достигает 87%, но крупнозернистые пески на контакте с глинами содержат уже в 4 раза меньше влаги.

Супеси и пески вмещают сингенетические ПЖЛ мощностью 10 м и шириной 2–3 м в верхних частях жил. Нижние узкие части жил проникают в глины и ПЛ на 0,5–1,0 м. Там, где ледяные жилы уходят под уровень залива, на пляже и мелководье прослеживаются четко выраженные узкие промоины глубиной 0,5 м по оттаявшим жилам.

Лед из жил, как и вмещающие отложения, пресные. Минерализация льда составляет 211,5 мг/л, среди анионов преобладают гидрокарбонат ион, среди катионов кальций. Изотопный состав ($\delta^{18}O$) ПЖЛ меняется в узких пределах от -24,8 ‰ до -24,5 ‰. Такой же изотопный состав определен для ПЖЛ в пачке песков перекрытых оползнем (рис. 11 D)

Глины, суммарная весовая влажность которых составляет 32–53 %, имеют крупно сетчатую криогенную текстуру. Количество изотопов кислорода в шлировом льду глин существенно больше и составляет -18,4 ‰.

ПЛ представляет собой чередование 10–20–25 см ледяных прослоев, в разной степени насыщенных минеральными включениями (суммарная влажность превышает 130%). При оттаивании такие прослои выглядят как пояски и ребра параллельные друг другу или образуют плавные складки вытянутые вниз по склону. В лед включены призматические отдельности тяжелого суглинка диаметром от 2–6 мм до 10–15 мм. Криотекстура ледяных прослоев, в большей степени насыщенных минеральными примесями, микрошлировая частослоистая. При

высыхании порода рассыпается в руках и похожа не брекчию. Количество изотопов кислорода во ПЛ составляет -23,6‰ и близко по значениям ПЛ южной части обрыва (рис. 13 C). Соотношение стабильных изотопов кислорода и водорода в подземных льдах района Западного Таймыра приведено на рис. 12.

Обсуждение результатов

Изученные нами позднеплейстоценовые и голоценовые отложения берегов Карского моря обеспечены радиоуглеродными датировками по крупнообъемным пробам, по микронавескам (AMS), а также отдельными измерениями инфрокрасно-стимулированной люминесценции (ИК-ОСЛ). Наиболее представительными являются ряды датировок района Марре-Сале Западный Ямал [Forman et al., 2002; и др.], районов Сопочной Карги и п. Диксона. Близкие конечным и запредельные радиоуглеродные датировки можно предположительно сопоставить по возрасту с каргинским временем (МИС 3), так как ниже по разрезу залегают уверенно датированные методом ИК-ОСЛ казанцевские морские осадки (МИС 5) [Гусев и др., 2011; Назаров, 2011; Гусев и Молодьков, 2012]. Радиоуглеродный возраст торфа в районе Сопочной Карги, указывает на каргинское время его накопления, в это же время торфонакопление идет полуострове Гыдан и о. Сибирякова [Васильчук и др., 1984; Стрелецкая и др., 2012]. Инверсию дат по разрезу Сопочной Карги (рис. 13 D) можно объяснить активными склоновыми процессами в голоцене, перемещением крупных оползней с высоких поверхностей, сложенных морскими засоленными глинами, на молодые низкие уровни, сложенные пресными аллювиальными песками и супесями.

Район устья р. Крестьянки не обеспечен определениями возраста различными методами. Имеется лишь единственная ИК-ОСЛ датировка 38 0000±3 000 (RLQG 1948-119), примерно сопоставимая с такими же значениями возраста, полученными этим же методом по пескам мыса Шайтанского (Енисейский залив) [Гусев и др., 2011]. В тоже время, на отрезке берега от мыса Макаревича до устья р. Крестьянки мы встретили наиболее полный для данного района геологический разрез четвертичной толщи. Нижняя часть разреза на участке устья р. Крестьянки представлена глинистыми отложениями, сформировавшимися в условиях холодного моря (санчуговского) в среднем плейстоцене. Высокое содержание органического углерода (более 1%) характерно для илистых (пиллитовых) фракций современных арктических

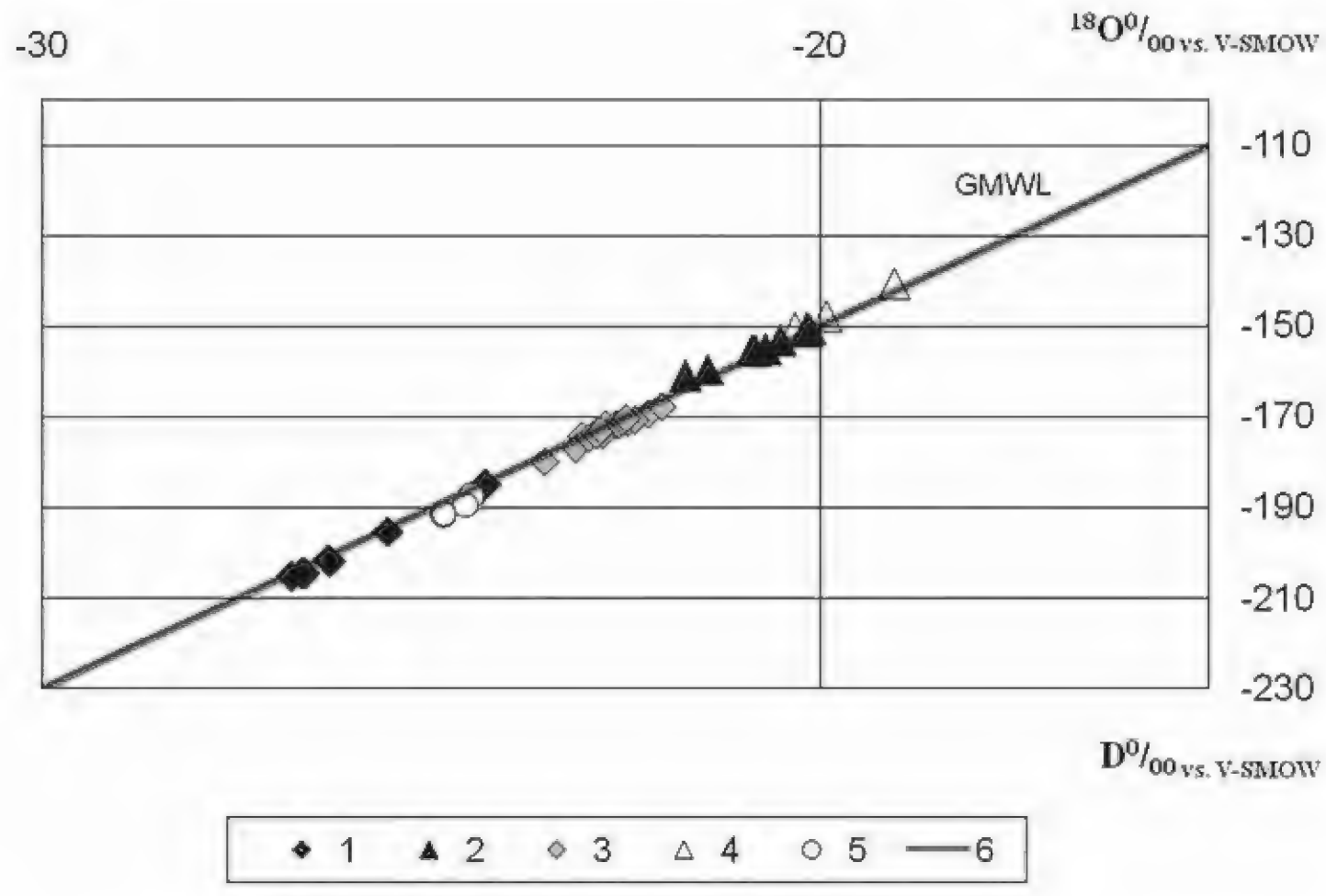


Рис. 12. Соотношение между концентрациями дейтерия (D) и кислорода 18 (^{18}O) в полигонально-жильных льдах (ПЖЛ) Западного Таймыра.

1 – верхненеоплейстоценовые (МИС 2) ПЖЛ в районе п. Диксон; 2 – голоценовые (МИС 1) ПЖЛ в районе п. Диксон; 3 – верхненеоплейстоценовые (МИС 2) ПЖЛ в районе р. Крестьянка; 4 – голоценовые (МИС 1) ПЖЛ в районе м. Сопочная Карга; 5 – верхнеплейстоценовые (МИС 2) ПЖЛ в районе м. Сопочная Карга; 6 – глобальная линия метеорных вод (GMWL).

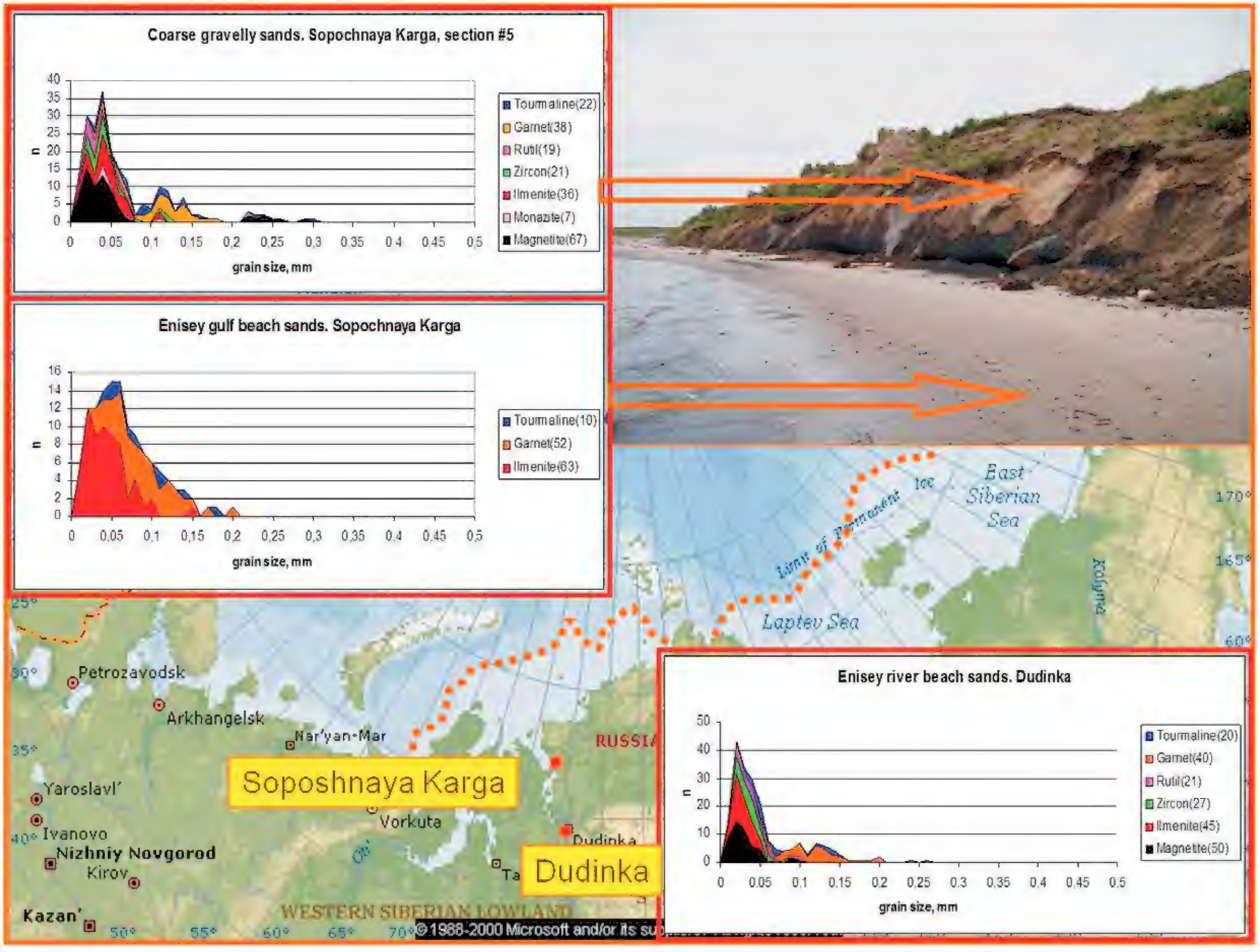


Рис. 13. Границы суши в последний криохрон и грануло-минералогический состав гальки и крупнозернистых песков аллювиальных и прибрежно-морских отложений: в береговом обрыве II террасы (Сопочная Карга), пляжа Енисейского залива (там же), пляжа р. Енисей (Дудинка).

морей. Холодные условия лесотундровых ландшафтов по берегам морского бассейна подтверждаются палинологическими анализами. Такие же глинистые толщи в основании казанцевского 40 м уровня были исследованы И.Д.Даниловым [1969], Н.В.Тумель [1985], И.Д. Даниловым и О.Б.Паруниным [1985] и другими в районе Селякина мыса в 400 км к югу. В толще отмечены обломки раковин морских моллюсков, единичные раковины фораминифер и неполносетчатая криотекстура. Отложения промерзали сразу после выхода из-под уровня моря, это позволило сохраниться седиментационным морским солям. На эпигенетическое промерзание глинистых отложений указывают относительно невысокая льдистость и сетчатая и неполносетчатая текстура.

Санчуговские морские глины с размывом перекрыты песками мелкого моря. Гранулометрические и минералогические анализы свидетельствуют об образовании песков в подводной зоне пляжа вблизи приустьевой части реки (не полностью переработанный морем транзитный аллювий). В переотложении осадка активно участвовали вдоль береговые течения и волны. На формирование песков в прибрежных условиях указывают включения гравия, мелкой гальки, древесины, мха, морской фауны и характерная косая слоистость. Результаты палинологических спектров из песков показали, что по берегам росла тайга с обширными лугами, то есть были распространены ландшафты, характерные для казанцевского времени.

Высокое содержание воднорастворимых морских солей в толще хорошо сортированных песков и их высокая льдистость указывают, что пески промерзали сингенетически на мелководье под морским льдом или на пляже. В таких условиях в песках хорошо сохранялись частички мха, горизонтальные линзы льда, фрагменты жильных льдов и псевдоморфозы по ним. И.Д.Данилов [1969] в основании песчаной толщи на тех же абсолютных высотах в районе мыса Селякин отмечает сеть ледяных сингенетических жил различной генерации высотой до 4–5 м и шириной по верху 0,3–1,2 м, горизонтальные линзы льда. Пески, перекрывающие жилы, промерзали одновременно с накоплением.

Формирование верхней глинистой пачки содержащей обломки гальки, гравия и валунов, перекрывающей казанцевские пески происходило в условиях неглубокого, но ледовитого моря. На это указывают многочисленные включения плохо окатанных обломков местных коренных (пермских) пород, седиментационных морских солей, высокое содержание органического углерода. Гранулометрический анализ песчаной фракции из глин подтверждает формирование осадка в условиях мелкого моря, куда реками сносятся активно разрушающиеся криогенными процессами породы водоразделов. Для условий холодного арктического бассейна с пониженной солёностью характерны фораминиферы представленные мелкими, недоразвитыми раковинками. По берегам моря в условиях лесотундры доминировали травянистые и споровые растения. Посткриогенная текстура, свидетельствует об эпигенетическом промерзании отложений после выхода из-под уровня моря. Изначально криотекстура была наклонно-решетчатой, ромбовидной, похожая криотекстура отмечена авторами в каргинских отложениях в районе м. Сопочная Карга, а И.Д.Данилов [1985] наблюдал ниже устья реки Казанцевая.

Во второй половине МИС 3 на побережье Западного Ямала морские условия сменяются континентальными. Промерзание морских отложений, скорее всего, началось еще на мелководье в море, когда глубины моря не превышали 2 м. На последних стадиях регрессии озера и лагуны заносятся песком с большим количеством детрита [Романенко и др., 2001]. Наши данные показывают, что в толще ПЛ горизонта С, содержание органического углерода большинстве проб превышает 1%. АМС датировки песков, перекрывающих морские осадки в 4,5 км к от станции Марре-Сале, составляют 28,4–32,7 и 26–28 тыс. лет тыс. лет. Гранулометрический состав песков предполагает накопление толщи в условиях промерзания мутьевых потоков. Высокая льдистость отложений, ритмичное чередование льдистых прослоев, в разной степени насыщенных минеральными включениями, предполагает сингенетическое накопление и промерзание отложений в условиях осушающегося шельфа, а последовательное сокращение вверх по разрезу степени засоления и смена морских солей на континентальные свидетельствует об уменьшении роли нагонов и приливов. Постоянный изотопный состав ледяных прослоев (около -20‰ для $\delta^{18}O$ и -146‰ для δD), положение точек на линии глобальных метеорных вод и дейтериевых эксцесс близкий к 10‰, указывает, лед формировался при замерзании воды, имевшей атмосферное происхождение, это могла быть снеговая весенняя паводковая вода. Одновременное нахождение в разрезе тяжелого золота и легкого тонкого материала взвеси (граната, серпентинита, пироксена, кварца) можно объяснить быстрым промерзанием мутного потока переносившего частицу. Весенние потоки воды приносили дисперсный материал с Урала, который промерзал одновременно с накоплением. Источником воды для формирования ледяных прослоев не могли быть мелкие озера, для льда которых дейтериевый эксцесс не превышает 6,3‰ [Стрелецкая и др., 2012]. По своим изотопным значениям

ледогрунты ближе всего к сингенетическим ПЖЛ второй аллювиальной террасы р.Енисей, в районе Сопочная карга (Енисейский Север) Рост жильных льдов на пойме Енисей шел при участии паводковых вод, что предполагает похожие условия в районе Марре-Сале при образовании слоя С.

В районе Сопочной Карги каргинский торф перекрывает ледогрунты, то есть их образование происходило в докаргинское время при сингенетическом промерзании водонасыщенных опресненных аллювиально-морских отложений на мелководье. Промерзание сопровождалось формированием площадей и крупных бугров пучения.

Формирование аллювиальных отложений происходило в условиях осушающегося шельфа [Stein et al, 2002], минералогический состав гальки и крупнозернистых песков в разрезе района мыса Сопочная Карга, такой-же как и на пляже Енисея около г. Дудинка. Состав минералов в песках современного пляжа на Сопочной Карге отличается по набору минералов и сортировке частиц. Русло Пр Енисея выдвигалось к северу более чем на 300 км [Streletskaya et al, 2008] рис. 13. Смена морских условий на континентальные проходила быстро, в кровле сильно льдистых морских отложений нет следов оттаивания. О суровых условиях времени формирования континентальных отложений свидетельствуют закономерное увеличение примеси пыли снизу вверх по разрезам и рост крупных сингенетических ПЖЛ. Отложения второй надпойменной террасы р. Енисей накапливались во время последнего криохрона (МИС 2), в районе Сопочной Карги накопление отложений завершилось 10 тыс. лет назад.

По соотношению песчаной, пылеватой и глинистой фракции отложений, вмещающих ПЖЛ в районе п. Диксон, полярной станции Сопочная Карга и устья реки Крестьянки, не отличаются от отложений ледового комплекса известных разрезов берегов Приморских низменностей Якутии (Шелохомского Яра, Останцовского Яра, Оягосского Яра) (рис. 14). Продукты криогенного выветривания сносились с поверхностей водоразделов, значительную роль при этом играли и эоловые процессы. Литологические особенности отложений ЛК и их залегание на склонах и в понижениях рельефа могут быть объяснены широким распространением нивальных процессов в эпохи похолоданий [Куницкий 2007]. Современные снежники широко распространены на склонах в районе п. Диксон. Коренных породы разрушались до частиц пылеватой размерности, которые накапливались и промерзали в условиях ландшафтов с обводненным деятельным слоем, осаждались в многочисленных озерках. Такие условия реконструируются при формировании отложений ледового комплекса на побережье моря Лаптевых [Зигерт и др., 2009].

Непрерывной серией датировок характеризуются льдистые супеси, вмещающие крупные ПЖЛ на Марре-Сале, радиоуглеродный возраст аллювиальных отложений с включениями вертикальных корешков трав от 16,4 до 12,2 тыс. лет. В это время растут сингенетические ПЖЛ, эпигенетические «хвосты» которых внедряются в дислоцированные ПЛ слоя С. В первую очередь растрескиваются более чистые, содержащие меньше минеральной взвеси, льды. Формирование верхнеплейстоценовых ПЖЛ, изотопный состав кислорода которых изменяется от -24,8‰ до -23,4‰, происходило при более низких, по сравнению с современными, зимними температурами, а вмещающие жилы отложения накапливались и промерзали в условиях ландшафтов с обводненным деятельным слоем. Рост ПЖЛ прекращается 10 т. л.н.

Для комплексов крупных ПЖЛ верхнеплейстоценового возраста Западного Ямала (Марре-Сале), Гыдана, Таймыра (п. Диксон, устье р. Крестьянки, мыс Сопкарга) характерен более легкий по сравнению с голоценовыми состав изотопов кислорода и водорода (таблица 4). Зимние осадки формировались над сушей (рис. 15), которая занимала современный шельф во время последнего криохрона (МИС 2), вплоть до изобаты 120 м, и имели «континентальный состав». Для химического состава доголоценовых ПЖЛ характерно преобладание HCO_3^- и Ca^{++}.

Близкие по содержанию изотопов сингенетические ПЖЛ росли на острове Свердруп и других Арктических островах [Тарасов и др. 1995, Романенко и др. 2001]. Суровые зимы времени формирования ПЖЛ реконструируются по легкому изотопному составу льда. Температурные оценки [Васильчук, 1992] показывают, что январские температуры в районе Диксона понижались до -40±3°С. Это примерно на 12–15° ниже среднеянварских температур воздуха (по данным метеостанции Диксон среднеянварская температура составляет -25,5° С). Расчёт среднеянварской температуры воздуха по той же формуле [Васильчук, 1992] показал, что для центральных районов Таймыра (мыса Саблера), зимние температуры 18 000 лет назад были такими же суровыми или немного ниже [Деревягин и др., 1999]. Изотопный состав ПЖЛ западного Таймыра верхнеплейстоцен-голоценового возраста близок по значениям изотопному составу ПЖЛ на побережьях морей Лаптевых и Восточно-Сибирского [Magens 2005, Романенко и др. 2011].

В голоценовых ПЖЛ изотопный состав отражает более высокую температуру зимой и влияние моря. Активное растрескивание и рост сингенетических ПЖЛ связаны с малоснежными

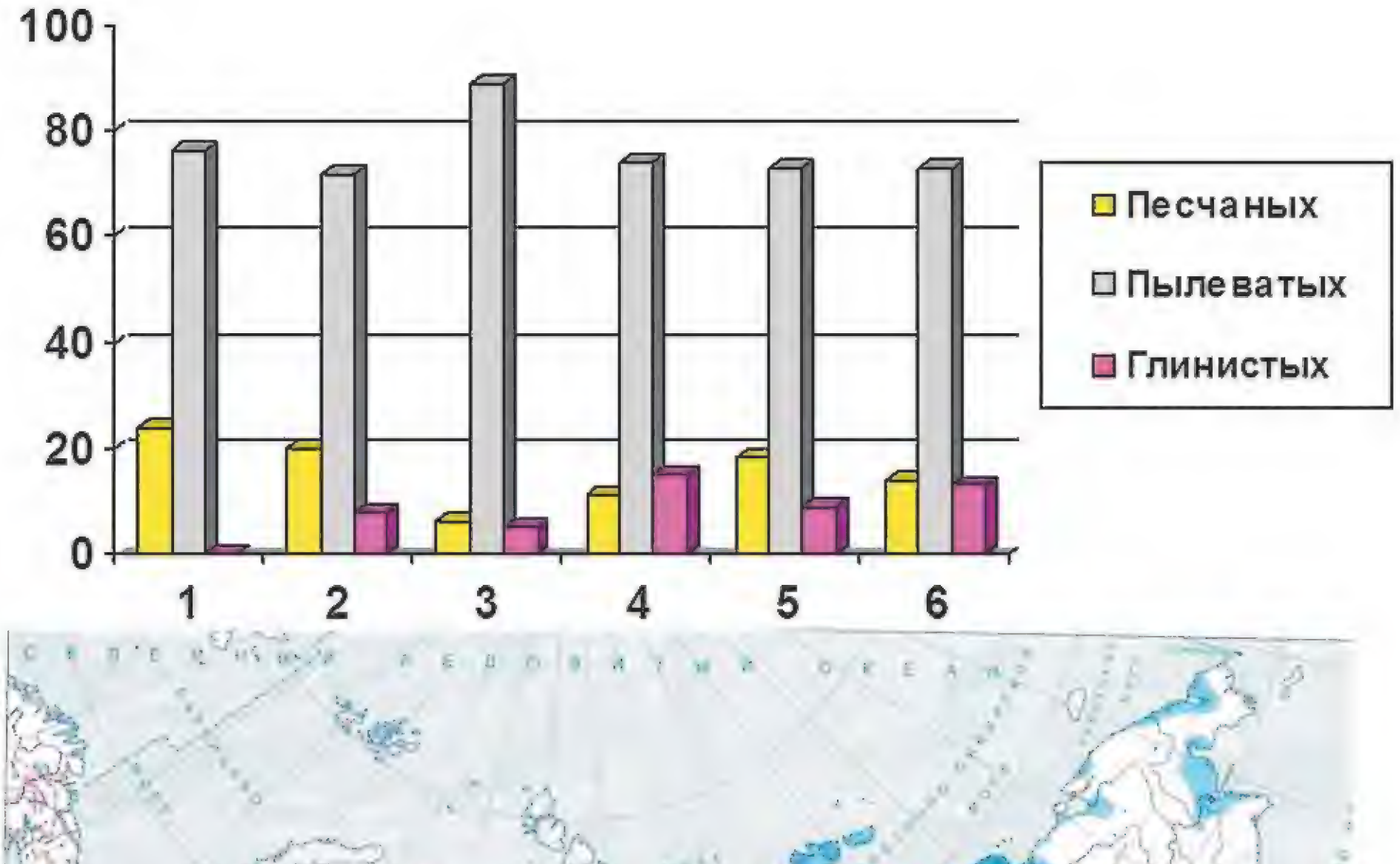


Рис. 14. Соотношение (доли частиц в %) песчаной (0,05–2,0 мм), пылеватой (0,05–0,005 мм) и глинистой (<0,005 мм) фракций в отложениях западного Таймыра (по материалам авторов), включающих полигонально-жильные льды и побережья Восточно-Сибирского моря). Западный Таймыр.

1 – п/с Сопочная Карга; 2 – устье р. Крестьянка; 3 – п. Диксон. Побережье Восточно-Сибирского моря: 4 – Шеломовский Яр; 5 – Останцовский Яр; 6 – Оягосский Яр. Номера разрезов на карте «Распространение ледового комплекса» составленной В.Н.Конищевым (2011).

зимами в голоцене. От места к месту по изотопу кислорода голоценовые ПЖЛ тяжелее более древних в среднем на 6 промилле. Сходство условий льдообразования от Таймыра до Аляски позволяет использовать изотопные данные, как корреляционные метки [Романенко и др. 2011]

Таблица 4. Средний изотопный состав ПЖЛ в четвертичных отложениях на побережье Карского моря и Таймыре.

Участки с ПЖЛ (см. рис. 2)	Возраст отложений тыс. лет назад							
	>25		12–25		< 10		<1	
	$\delta^{18}O$, ‰	δD, ‰	$\delta^{18}O$, ‰	δD, ‰	$\delta^{18}O$, ‰	δD, ‰	$\delta^{18}O$, ‰	δD, ‰
Марре-Сале[1], Ямал			-24,2	-185,3	-15,9	-117,0		
о. Свердруп[2]			-24,9	-188,8	-19,9	-143,1		
п. Диксон			-26,0	-198,4	-20,7	-154,4	-20,7	-154,1
о.Сибирякова					-19,9	-149,9		
Гыданская губа (западный берег)			-24,4	-186,3	-20,8	-156,5		
Гыданская губа (восточный берег)					-18,7	-140,7		
Сопочная Карга			-26,0	-199,5	-20,3	-149,7	-16,6	-120,6
оз. Лабаз[3]	-30,2	-230,6			-23,0	-172,2		
оз. Таймыр [4]	-29,5	-228,2	-25,3	-196,5	-23,1	-171,4	-20,4	-155,4

[1]Forman et al., 2002; [2]Романенко и др., 2001, 2011; [3]Чижов и др.,1997; [4]Деревягин и др., 1999.

Количество стабильных изотопов кислорода в ПЖЛ верхнеплейстоценового возраста уменьшается с запада на восток (таблица 4), на 1–2 промилле, такое же облегчение в изотопном составе мы наблюдаем и в голоценовых льдах. Изотопный состав ПЖЛ в верхнеплейстоценовых отложениях, сформировавшихся 12–25 тыс. лет назад, по меридиану меняется в узком диапазоне. Направление атмосферного переноса с запада на восток оставалось неизменным с конца плейстоцена (рис. 16). Похожие данные приводит Ю.К.Васильчук [2012] (рис. 17).

Свидетельством суровых континентальных условий в конце плейстоцена на шельфе Карского моря является существование реликтовой субаквальной мерзлоты. Главным фактором, контролирующим распространение субаквальной криолитозоны, является современная глубина морского бассейна, присутствие мерзлоты фиксируется в пределах области моря с современными глубинами, не превышающими 120 м. По результатам интерпретации более 100 тыс. км сейсмоакустических профилей установлены участки уверенного прослеживания сейсмоакустических маркеров субаквальной мерзлоты, а также область предполагаемого их развития (рис. 18). Субаквальная мерзлота имеет не сплошной характер и относится к прерывистому или даже островному типу распространения.

Анализ статистических связей глубин залегания кровли субаквальной мерзлоты и глубин моря позволил установить, что при глубине моря более 40 м. наблюдается закономерное погружение кровли мерзлоты. При глубинах моря менее 40 м кровля мерзлоты залегает примерно параллельно поверхности морского дна. Это может быть объяснено только повышением температуры морской воды одновременно с повышением уровня моря. На кривой повышения уровня Мирового океана[Gornitz, 2009], видно, что уровень моря достигал современной изобаты 40 м около 8200 л.н., в начале голоценового «оптимума». Таким образом, в «оптимум» наблюдалось не только повышение температуры воздуха, но и существенное повышение температуры морской воды, что и нашло свое отражение в условиях залегания кровли субаквальной мерзлоты. Общая схема (модель) залегания субаквальной мерзлоты в Карском море представлена на рис. 19. Массив прерывистой или островной реликтовой субаквальной мерзлоты отделен от континентальной мерзлоты таликом, сформировавшимся вследствие современного прогрева моря на мелководье до глубины примерно 5–10 м.

Заключение

Сценарий природного процесса, отразившийся в изотопном и химическом составе подземных льдов, особенностях распространения реликтовой мерзлоты на шельфе следующий: на обширных пространствах Арктики регрессия моря приводит к смене морского осадконакопления на континентальное в конце каргинского времени (МИС3).

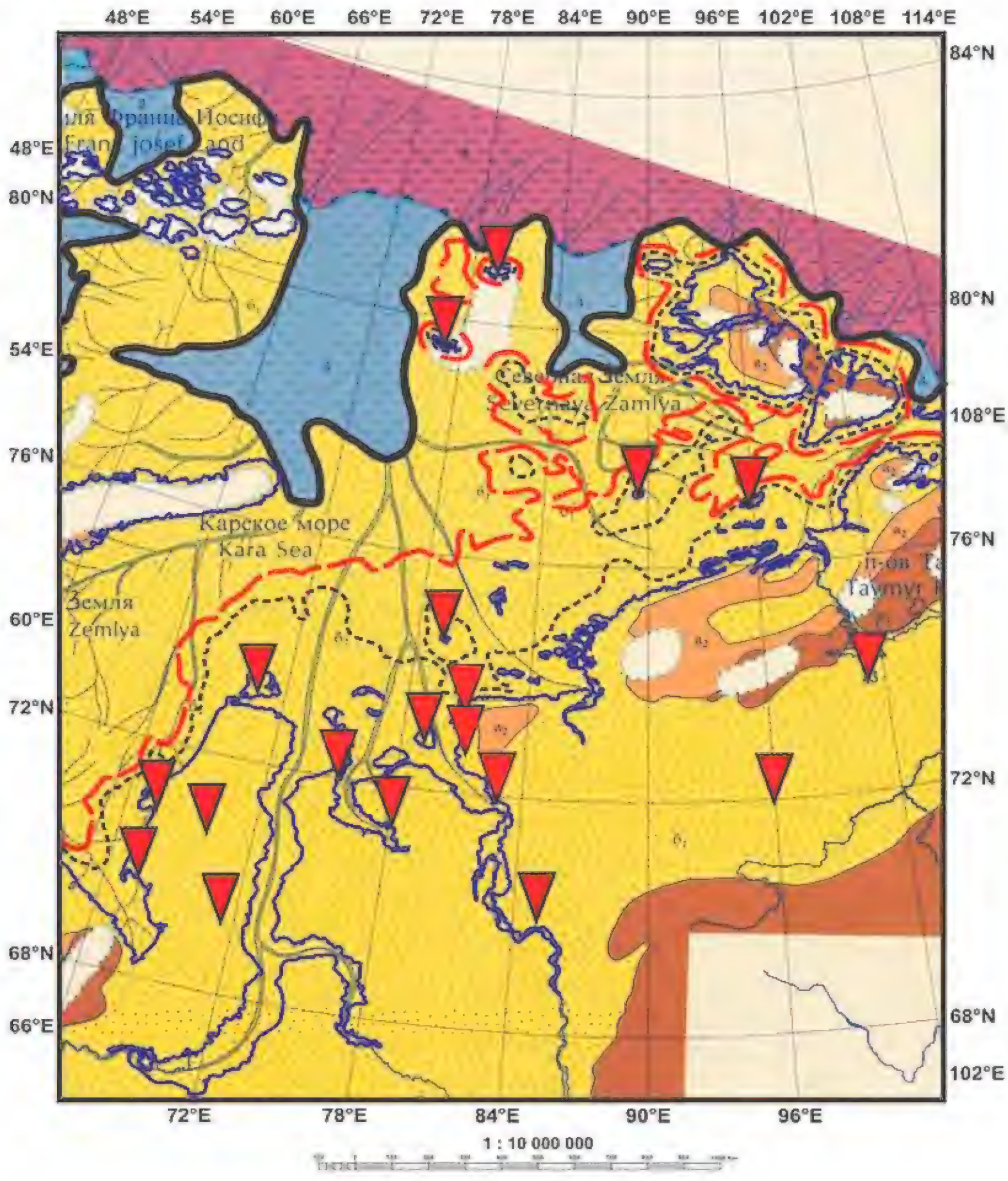


Рис. 15. Карта распространения полигонально-жильных льдов в позднем плейстоцене – голоцене, Карское море (по Атлас …., 1991; Stein et al, 2002 с дополнениями).

Черная сплошная линия – береговая линия 18 000 л.н.; красная прерывистая линия – береговая линия 11 000 л. н.; черная прерывистая линия – береговая линия 9 000 л. н.; красные треугольники – полигонально-жильные льды позднеплейстоцен-голоценового возраста.

Понижение уровня моря сопровождается глобальным похолоданием климата, аридизацией, образованием ПЛ на мелководьях Арктических морей. Состав и соотношение стабильных изотопов указывает участие как пресных, так и морских вод в их формировании.

Сингенетические ПЖЛ мощностью 10–12 м занимали осушающийся шельф, начинают расти на осушках и мелководьях. От западного Ямала (п/с Марре-Сале) до северо-восточного (п. Диксон) ПЖЛ формировались из зимних изотопно неизмененных осадков. Изотопный состав ПЖЛ, сформировавшегося 12–25 тыс. лет назад, в среднем на 6 промилле легче голоценовых.

В голоцене трансгрессия моря и потепление климата приводят к деградации мерзлых пород на шельфе и термокарсту и частичному оттаиванию ПЖЛ на континенте. В голоценовый оптимум наблюдалось не только повышение температуры воздуха, но и существенное повышение температуры морской воды.

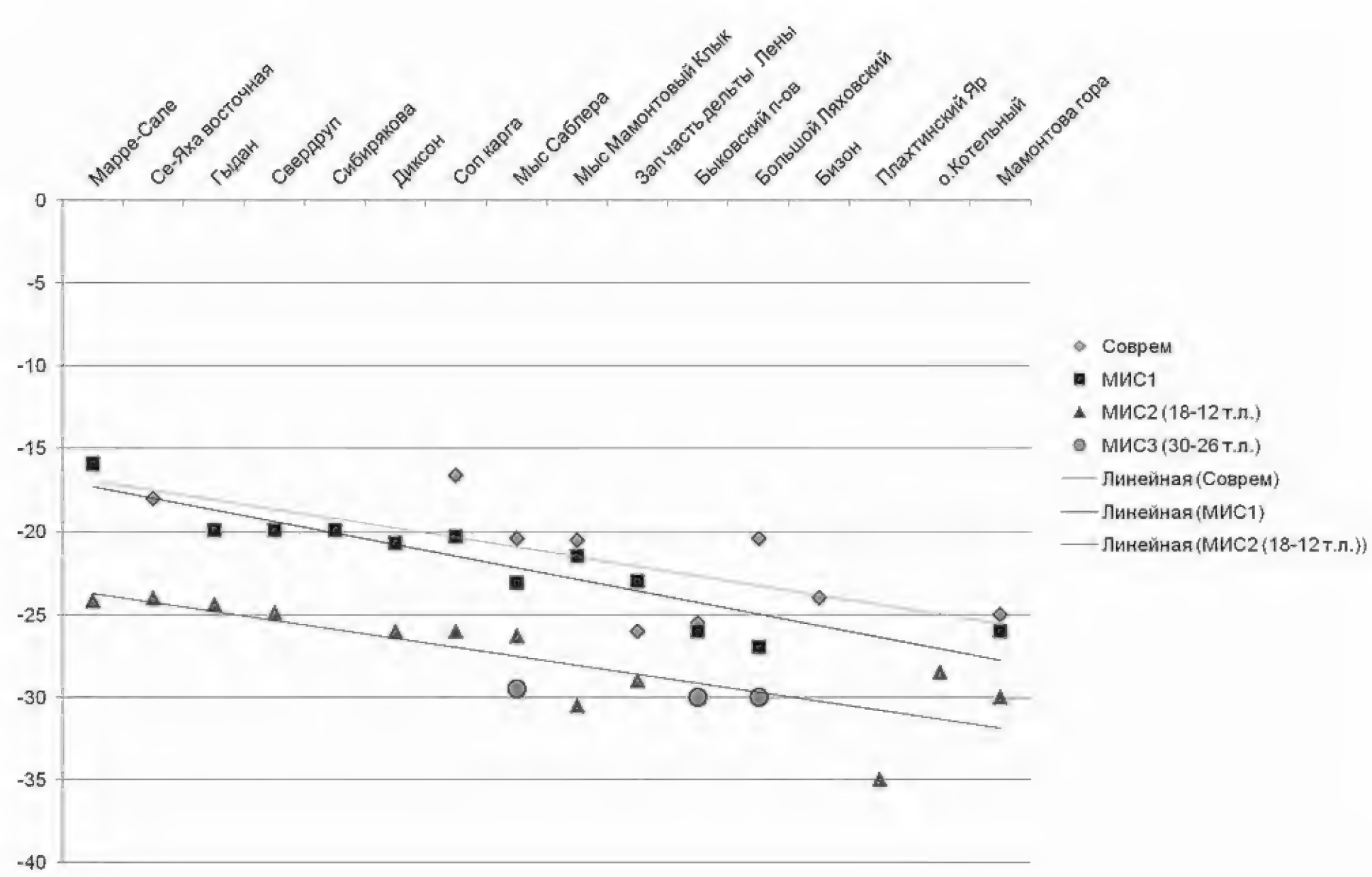


Рис. 16. Сопоставление средних значений изотопов кислорода в сингенетических позднеплейстоцен-голоценовых полигонально-жильных льдах Арктики.

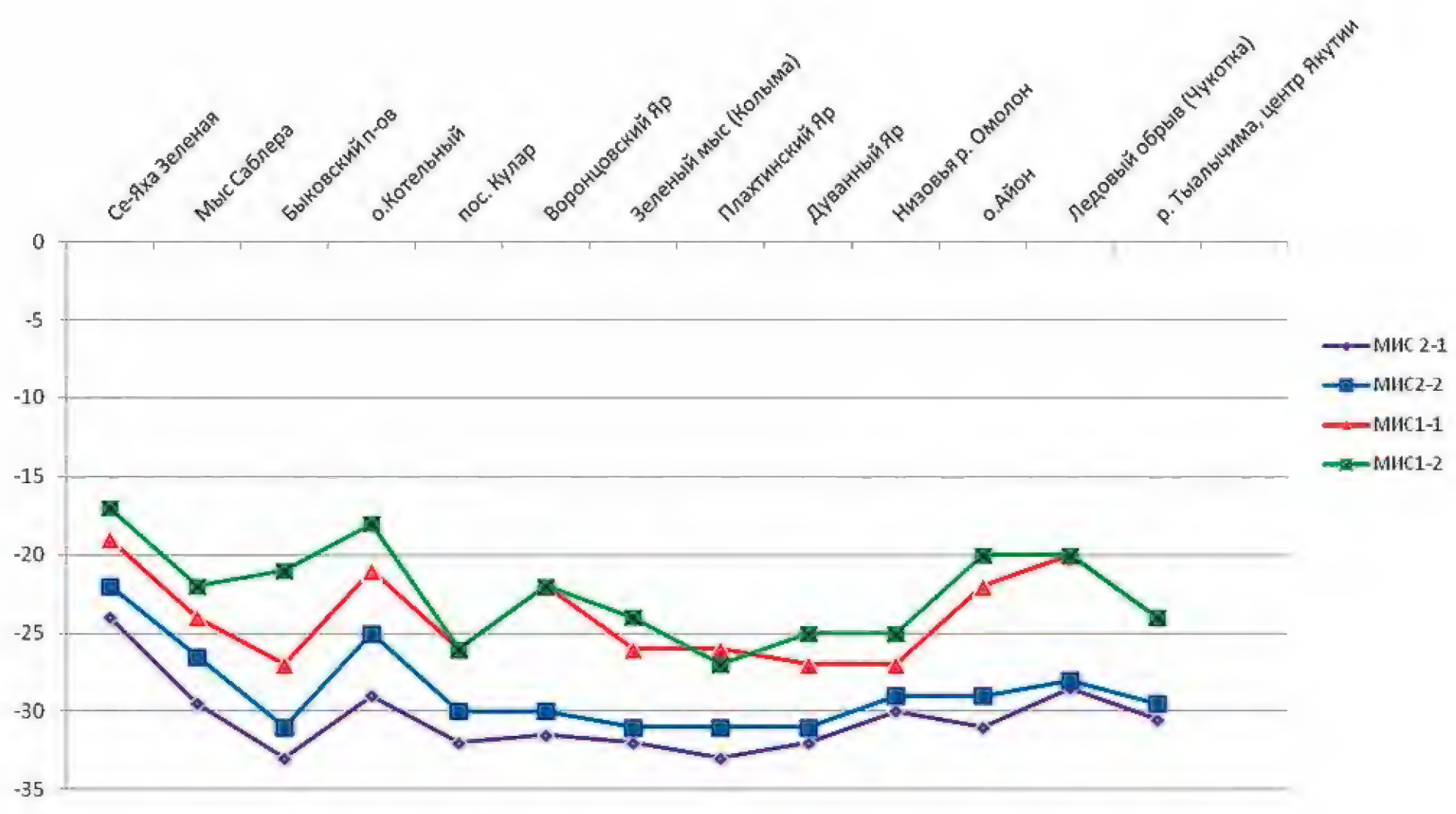


Рис. 17. Сопоставление средних значений изотопов кислорода в сингенетических позднеплейстоценовых и голоценововых (включая современные) полигонально-жильных льдах Сибири [Васильчук, 2012].

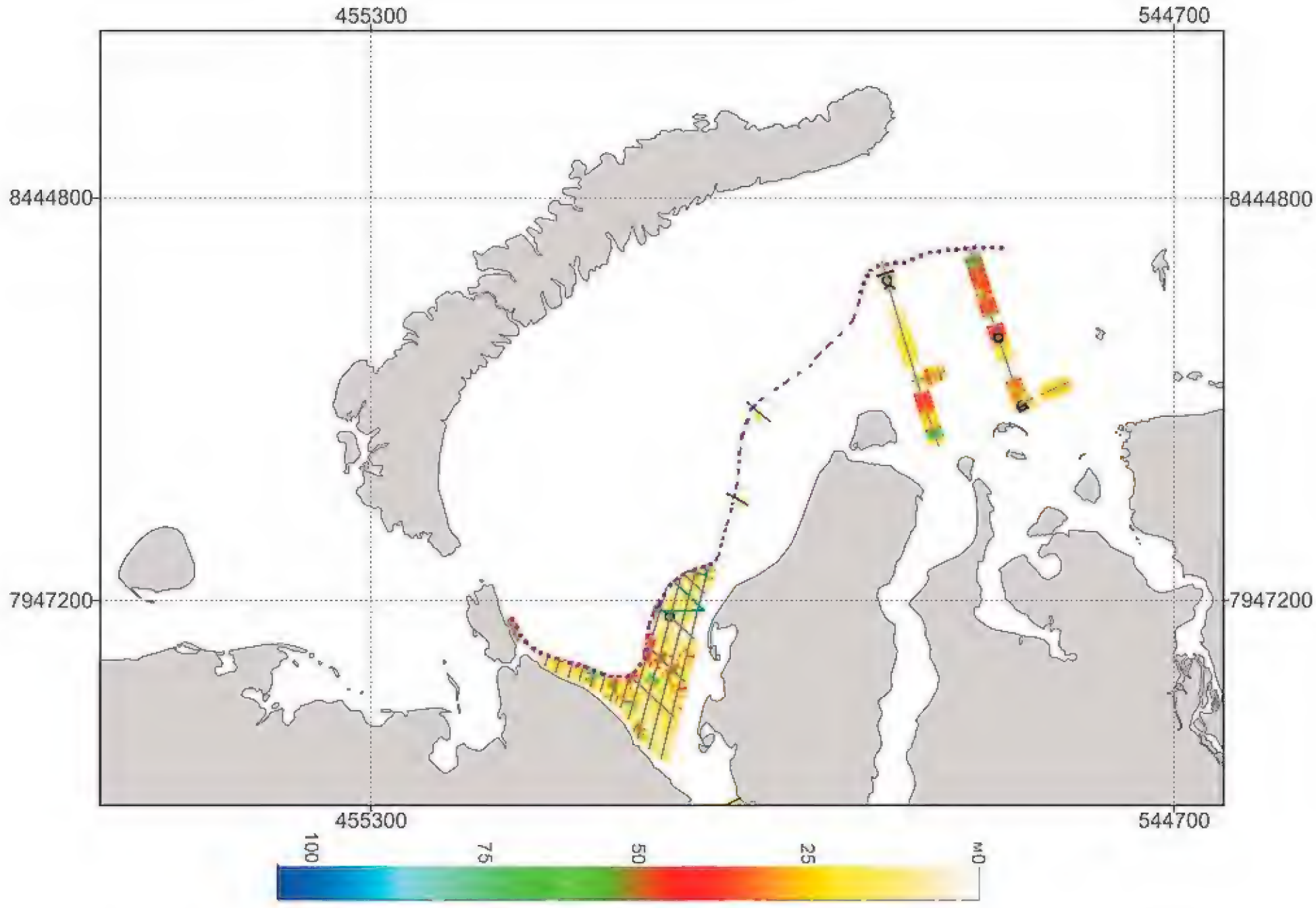


Рис. 18. Область распространения реликтовых субаквальных мерзлых пород, установленная на основе интерпретации высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования. Цветом дана глубина залегания мерзлых пород от поверхности дна.

Возобновление роста жильных льдов на берегах Западной Арктики в голоцене связано с увеличением аридизации климата, при этом зимние температуры понижались незначительно.

Химический состав ПЖЛ отражает положение береговой линии моря в верхнем плейстоцене и голоцене, т.к. зависит от источника влаги. Для ПЖЛ голоценового возраста характерно преобладание в составе ионов натрия и хлора, для более древних – ионы кальция и гидрокарбоната.

Побережье Западного Таймыра представляет собой самую западную область распространения отложений ледового комплекса. В отличие от Якутии ледовый комплекс западного Таймыра имеет меньшую мощность (до 12 м), включает жильные льды меньших размеров. Продукты криогенного выветривания сносились с поверхностей водоразделов.

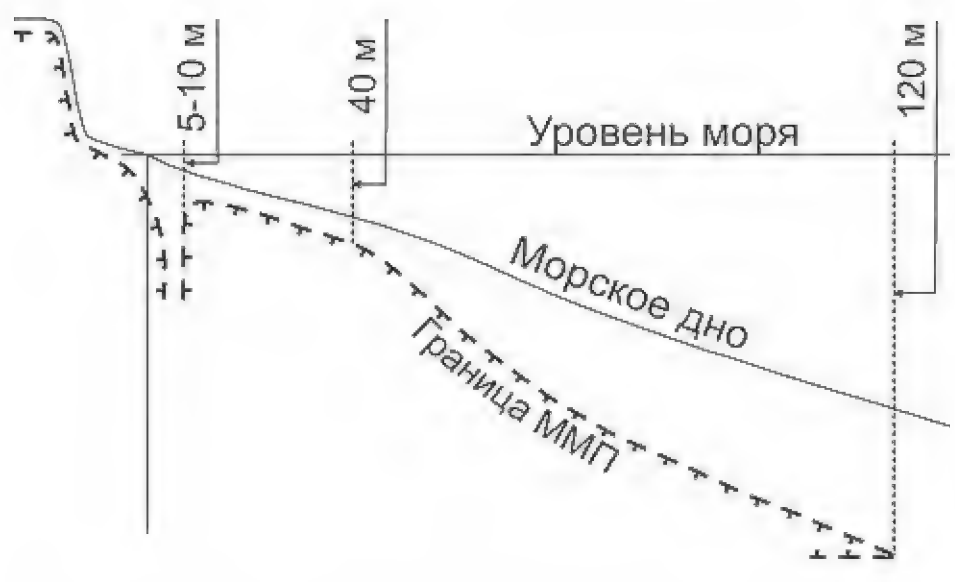


Рис. 19. Модель залегания реликтовых субаквальных мерзлых пород в Карском море.

Среднезимние температуры в конце плейстоцена были ниже современных на 5–7 град в Западной Сибири и 6–8 град на Таймыре, тренды понижения зимних температур с запада на восток оставались неизменными.

Вслед за преобладающим направлением атмосферного переноса от западного Ямала полуострова до западного Таймыра и дальше к востоку количество изотопов в эпоху последнего криохрона закономерно уменьшается на 1–2 промилле. Этот же тренд сохраняется в голоцене и в настоящее

время, что сложно объяснить существованием мощного ледникового покрова, препятствующего западному переносу в МИС 2.

Литература

Атлас палеогеографических карт «Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое». The Robinson Group plc UK – ГИН РАН (ред. М.И.Алексеев), 1991. Т.1 (текст). Т.2 (карты).

Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). М., РИО Мособлупрполиграфиздат, 1992, т.1, 420 с., т.2, 264 с.

Васильчук Ю.К. Рубеж плейстоцена-голоцена – около 10 тысяч лет назад – время коренной смены типичных геокриологических образований // Криосфера Земли.. 2012. Т. XVI. №3. С. 29–38.

Васильчук Ю.К., Серова А.К., Трофимов В.Т. Новые данные об условиях накопления каргинских отложений на севере Западной Сибири. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1984, № 53. С. 28–35.

Гусев Е.А. Наблюдения за геоморфологическими процессами на севере Западной Сибири (на примере района Сопочной Карги) // Успехи современного естествознания. 2011. № 9. С. 19–22.

Гусев Е.А., Большиянов Д.Ю., Полякова Е.И., Деревянко Л.Г., Аникина Н.Ю., Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Медведева М.А. Актуальные вопросы четвертичной стратиграфии и палеогеографии Усть-Енисейского района // Материалы VI Всероссийского сов. по изучению четвертичного периода, г. Новосибирск, 19–23 октября, 2009 г / [А.Э.Конторович (отв. Ред.)], Новосибирск: Издательство СО РАН, 2009. С. 166–170.

Гусев Е.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Молодьков А.Н., Кузнецов В.Ю., Смирнов С.Б., Чернов С.Б., Жеребцов И.Е., Левченко С.Б. Новые геохронологические данные по неоплейстоцен-голоценовым отложениям низовьев Енисея. Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 2(88). С. 36–44.

Гусев Е.А., Молодьков А.Н. Строение отложений заключительного этапа казанцевской трансгрессии (МИС 5) на севере Западной Сибири // ДАН. 2012. Т. 443. № 6. С. 707–710.

Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин: М.: Изд-во МГУ, 1978. 200 с.

Данилов И.Д. Мерзлотно-фациальное строение водораздельных плейстоценовых отложений нижнего течения р. Енисея // Проблемы криолитологии. Вып. 1. Изд-во Московского университета. 1969. С. 93–105.

Данилов И.Д., Парунин О.Б. Сравнительные результаты радиоуглеродного датирования карбонатных конкреций и растительных остатков из верхнеплейстоценовых отложений каргинской террасы низовьев Енисея // Доклады АН СССР. 1982. Т.262. №2. С.402–404.

Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Брезгунов В.С., Хубберстен Г.В., Зигерт К. Изотопный состав повторно-жильных льдов мыса Саблера (оз. Таймыр) // Криосфера Земли. 1999. Т.3..№3. С.41–49.

Дубиков Г.И., Иванова Н.В. Засоленные мерзлые грунты и их распространение на территории СССР // Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений. М.: Наука, 1990. С. 9–11.

Иванова В.В. Геохимия пластовых льдов острова Новая Сибирь (Новосибирские острова, Российская Арктика) как отражение условий их генезиса // Криосфера Земли. Т.XVI (1). 2012. С.56–70.

Каневский М.З., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений Западного Ямала (на примере района Марре-Сале) // «Криосфера Земли», 2005, т.IX, № 3. С.16–27.

Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. М.: Научный мир, 2010. 352 с.

Куницкий В.В. Нивальный литогенез и ледовый комплекс на территории Якутии: Автореф. дис…. д-ра геогр. наук, Якутск, 2007. 46 с.

Конищев В.Н. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата // «Криосфера Земли», 2011, т. XV, № 4. С.15–18.

Матюхин А.Г., Стрелецкая И.Д. Засоленность криогенных четвертичных отложений Енисейского Севера // Десятая Международная конференция по мерзлотоведению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. Том 3: / Под ред. В.П.Мельникова. – Тюмень, Россия: Печатник, 2012. С. 325–329.

Мельников В.П., Спесивцев В.И. 1995. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск, Наука, 198с.

Назаров Д.В. Четвертичные отложения Центральной части Западно-Сибирской Арктики. Автореф. дисс. канд. геол-мин. наук. СПб. 2011. 26 с.

Облогов Г.Е., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Гусев Е.А., Арсланов Х.А. Четвертичные отложения и геокриологические условия берегов Гыданской губы (Карское море) // Десятая Международная конференция по мерзлотоведению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. Том 3. Тюмень, Россия: Печатник, 2012. С. 365–369.

Слагода Е.А., Мельников В.П., Опокина О.Л. Повторно-инъекционные штоки льда в отложениях западного Ямала // ДАН. 2010. Т. 432. №2. С.1–3.

Романенко Ф.А., Воскресенский К.С., Тарасов П.Е., Андреев А.А., Николаев В.И., Сулержицкий Л.Д. Особенности формирования рельефа и рыхлых отложений Западного Ямала и побережья Байдарацкой губы (Карское море) // Проблемы общей и прикладной геоэкологии Севера. М.: Изд-во МГУ. 2001. С. 41–68.

Романенко Ф.А., Николаев В.И., Архипов В.В. Изменение изотопного состава природных льдов побережья Восточно-Сибирского моря: географический аспект // Лед и снег, 2011,1(113). С.93–104.

Стрелецкая И.Д. Подземные льды в районе мыса Сопочная Карга, Западный Таймыр (условия форми-

рования) // Материалы VI Всероссийского сов. по изучению четвертичного периода, г. Новосибирск, 19–23 октября, 2009 г / [А.Э.Конторович (отв. Ред.)], Новосибирск: Издательство СО РАН, 2009. С. 564–566.

Стрелецкая И.Д., Лейбман М.О. Криогеохимическая взаимосвязь пластовых льдов, криопэгов и вмещающих их отложений Центрального Ямала // Криосфера Земли, 2002, том VI (3). С. 15–24.

Стрелецкая И.Д., Каневский М.З., Васильев А.А. Пластовые льды в дислоцированных четвертичных отложениях западного Ямала // Криосфера Земли. 2006. Т. X (2). С. 68–78.

Стрелецкая И.Д., Шполянская Н.А., Крицук Л. Н., Сурков А.В. Кайнозойские отложения Западного Ямала и проблема их генезиса // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 5 География. 2009. № 3. С. 50–57

Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Изотопный состав полигонально-жильных льдов западного Таймыра // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 3. С. 59–69.

Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Гусев Е.А., Каневский М.З., Медведева М.А., Ваништейн Б.Г., Черкашев Г.А., Большиянов Д.Ю. Четвертичные отложения, подземные льды и динамика берегов Западного Таймыра // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития / Отв ред: Х. Кассенс, А.П. Лисицын, Й. Тиде, Е.И. Полякова, Л.А. Тимохов, И.Е. Фролов. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. С. 357–372.

Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Слагода Е.А., Опокина О.Л., Облогов Г.Е. Полигонально-жильные льды на острове Сибирякова (Карское море) // Вестник Моск. Ун-та, сер. «География», №3, 2012. С. 57–63

Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Каневский М.З., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г. Новые результаты комплексных исследований четвертичных отложений Западного Таймыра // Криосфера Земли.. 2007. Т. XI. №3. С. 14–28.

Сурков А.В. Новое в изучении песчано-алевритовой компоненты россыпей и осадочных пород (Альтернативная методика). М., Издатель Е. Разумова, 2000, 286 с.

Тарасов П.Е., Андреев А.А., Романенко Ф.А., Сулержицкий Л.Д. Палиностратиграфия верхнечетвертичных отложений острова Свердруп (Карское море) // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 1995. Т. 3, № 2. С. 98–104.

Тумель Н.В. К истории развития многолетнемерзлых пород в верхнем плейстоцене-голоцене на Енисейском Севере // Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое. – М.: Наука, 1985. С. 43–51.

Чижов А.Б., Деревягин А.Ю., Симонов Е.Ф., Хуббертен Г-В., Зигерт К. Изотопный состав подземных льдов района оз. Лабаз (Таймыр). Криосфера Земли, 1997, т. 1, №3. С. 79–84.

Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д. Генетические типы пластовых льдов и особенности их распространения в Российской Субарктике // Криосфера Земли. 2004. Т. VIII. № 4. С. 56–71.

Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д., Сурков А.В. Криолитогенез в пределах Арктического шельфа (современного и древнего) // «Криосфера Земли», 2006, т.X, №3. С.49–60.

Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д., Сурков А.В. Сравнительный генетический анализ пластовых льдов и вмещающих их плейстоценовых отложений на севере Западной Сибири // Геоэкология (Инженерная геология, гидрогеология, геокриология), 2007, №2. С. 1–13.

Штайн Р., Фаль К., Полякова Е.И., Диттмерс К. Постгляциальные изменения речного стока и седиментационных обстановок в южной части Карского моря / Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития / Отв ред: Х. Кассенс, А.П. Лисицын, Й. Тиде, Е.И. Полякова, Л.А. Тимохов, И.Е. Фролов. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. С. 410–426.

Dansgaard W. Stable isotope in precipitation// Tellus, 1964, №16, p. 436–468.

Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V., Manley W.F., Lokrantz H. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits and paleoenvironments of Maresale area, western Yamal Peninsula, Russia, Quaternary Research 2002. 21. P. 1–12.

Gornitz V. Sea level change, post-glacial. In Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments (Editor V. Gornitz). Encyclopedia of Earth Sciences Series, Springer, Dordrecht, Netherlands, 2009, pp. 716–721

Magens D. Late Quaternary climate and environmental history of Siberian Arctic – permafrost Records from Cape Mamontovy Klyk, Laptev Sea. Diploma Thesis. 2005, University Kiel.

Molodkov A., Bolikhovskaya N. Climate change dynamics in Northern Eurasia over the last 200 ka: Evidence from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and vegetation successions of the loesspalaeosol records // Quaternary International. 2009. Vol. 201. P. 67–76.

Osterkamp T. E. 2001. Subsea Permafrost. Chapter in Encyclopedia of Ocean Sciences. Steele, J.H., Thorpe, S.A. and Turekian, K.K. Editors, Academic Press. P. 2902–2912.

Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Meyer H. Isotopic composition of syngenetic ice wedges and paleoclimatic reconstructions, Western Taymyr, Russian Arctic // Permafrost and Periglacial Processes. 2011. Vol. 22. № 1. P. 101–106.

I.D. Streletskaya, E.A. Gusev, A.A. Vasiliev, P.V. Rekant, H.A. Arslanov

GROUND ICE IN QUATERNARY DEPOSITS OF KARA SEA COAST AS A PROXY OF PALAEOGEOGRAPHY IN LAST PLEISTOCENE-HOLOCENE

Palaeogeographic reconstruction of sedimentation, permafrost and sea level changes during the Late Pleistocene – the Holocene was made based on geochemical and isotope investigations of syngenetic and tabular ground ice in Quaternary sediments at the Kara Sea coasts. The period of prolonged marine sedimentation was followed by terrestrial deposition since the end of Karginian epoch (MIS-3). The sea level drop corresponded to climate cooling, aridization, permafrost aggradation, formation of tabular ground ice and development of syngenetic ice-wedges on shelf and continent. The west coast of the Taymyr Peninsula represents the westernmost location of ice complex distribution, which is widely distributed in the East Siberia. Heavy oxygen and hydrogen isotope content in modern ice-wedges is decreasing from west to east following the patterns of atmospheric moisture transport. Similar spatial patterns are found in ice formed in the Last Ice Age (MIS2) and in the Holocene. Oxygen isotope content of ice wedges formed 12-25 ka BP is on average 6 permil lower than that of the Holocene. In the Holocene, sea transgression and climate warming led to degradation of permafrost on shelf. The top of relict permafrost is distinguishable on seismic profiles. Existence of subaquatic permafrost has been confirmed by drilling.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 72, 2012 г.

АКТУАЛЬНЫЕ ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ О ПРОЯВЛЕНИИ ЛЕДНИКОВЫХ СОБЫТИЙ В ЦЕНТРЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ

Н.Г. Судакова

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва;
e-mail: sudakova<antonov@morpho.geogr.msu.su>

Рассмотрены актуальные проблемы ледниковой стратиграфии и палеогеографии в связи с дискуссионными положениями, касающимися неоднозначной трактовки количества, возраста и границ распространения оледенений. В результате комплексного исследования опорных разрезов обоснована стратиграфическая позиция окского, днепровского, московского и калининского ледниковых горизонтов. Выявлены закономерности изменения вещественного состава морен, которые служат диагностическим критерием для их расчленения и корреляции. Обосновывается самостоятельность днепровского и московского оледенений. Подтверждена масштабность окского и калининского ледниковых покровов, уточнены границы их распространения.

В Центральном регионе Русской равнины сосредоточены важнейшие опорные и стратотипические разрезы неоплейстоцена с всесторонне изученными разновозрастными ледниковыми горизонтами [Марков, 2005; Новский, 1975; Москвитин, 1976; Разрезы.., 1977; Путеводители экскурсий IX Конгресса ИНКВА, 1981–1982; Заррина, 1991; Шик, 1993; Алексеев др., 1997; Проблемы..., 2001; Величко и др., 2002 и др.]. Это позволяет практически в полном объеме воссоздать историю развития покровных оледенений [Комплексный анализ.., 1992; Новейшие отложения..., 2004; Проблемы..., 2001; Реконструкция..., 2008 и др.].

Однако, обстоятельная аналитическая изученность разновозрастных ледниковых комплексов и накопленный новый представительный фактический материал не сняла с повестки дня, а в отдельных вопросах даже усилили, разногласия и неоднозначную трактовку полученных результатов [Васильев, 1997; Шик, Борисов, Заррина, 2004; Зубаков, 2005; Рычагов и др., 2007; Судакова и др., 2007; Борисов, 2010; Шик, 2010; Величко и др., 2011 и др.], что снижает надежность созданных корреляционных схем ледниковых событий. В этой связи неоднократно отмечались принципиальные расхождения в представлениях о стратиграфической принадлежности вскрывающихся разновозрастных ледниковых горизонтов, о границах и ранге распространения формирующих их ледниковых покровов, о возможности корректной межрегиональной корреляции маркирующих горизонтов.

В Центральном регионе особенно острая непримиримость позиций характерна для стратиграфических построений и палеогеографических (ПГ) реконструкций ледниковых этапов среднего и позднего неоплейстоцена. Так, до последнего времени в региональной стратиграфической шкале среднего плейстоцена центра Европейской России выделялось только одно межледниковье (лихвинское) и одно продолжительное оледенение (московское), что явно противоречит фактическим данным. Правда, в представленном новом проекте региональной стратиграфической шкалы [Шик, 2011] к среднерусскому надгоризонту добавлены вологодский ледниковый горизонт и горкинский межледниковый (отметим, что эти стратотипы находятся за пределами центрального региона). Не подкрепляется вескими доказательствами отрицание самостоятельности раннего среднеплейстоценового днепровского (8 МИС) и позднего – московского (6 МИС) оледенений.

К сожалению не нашли всеобщего признания на данной территории ареальные стратотипы этих великих оледенений, тогда как в соседних СЗ и СВ регионах выделение соответствующих самостоятельных среднеплейстоценовых оледенений – печорского и вычегодского − не подвергается сомнению [Андреичева и др., 1997] и находит соответствующее отражение в местных стратиграфических схемах.

Вызывает недоумение игнорирование сторонниками так называемого «безлёдного периода» в раннем валдае установленного факта наличия в Верхнем Поволжье калининской морены. Неудивительна поэтому наблюдающаяся в регионе нестабильность и многовариантность предлагаемых стратиграфических шкал и корреляционных схем, а также их нестыковка со схемами соседних регионов [Решения..., 1986; Васильев, 1997; Величко и др., 2002; 2011; Шик, Борисов, Заррина, 2004; Реконструкция..., 2008; Шик, 2011 и др.], что затрудняет межрегиональную корреляцию ледниковых горизонтов и, в целом, реконструкцию палеогеографических событий.

В настоящее время назрела настоятельная необходимость на основе критического анализа дать всестороннюю объективную оценку состояния изученности проблемы ПГ реконструкций ледниковых событий, вскрыть причины принципиальных расхождений взглядов, наметить перспективные пути разрешения дискуссионных вопросов. Широкое обсуждение независимых мнений по актуальным проблемам представляется весьма своевременным в целях преодоления противоречий и разногласий. Такой радикальной мерой может служить конкретное подтверждение той или иной точки зрения репрезентативным фактическим материалом с адресной привязкой к опорным разрезам. Для этого предстоит рассмотреть следующие первоочередные задачи.

а) Оптимизировать методическое решение проблемы на основе усовершенствования подходов и критериев достоверности результатов с использованием репрезентативных статистически надежных данных анализов.

б) На примере ключевых страторайонов обосновать стратиграфическую позицию и ПГ статус ледниковых событий с акцентом на приоритетные проблемы среднего и позднего плейстоцена. Провести межрегиональную литологическую корреляцию маркирующих ледниковых горизонтов с учетом обоснованных возможностей и ограничений в соответствии с разработанными рекомендациями [Судакова, 2008].

в) Аргументировать конкретные предложения по решению спорных вопросов, касающихся характера ледниковой ритмики и границ распространения разновозрастных покровов.

В основу обобщений положены: материалы многолетнего комплексного экспедиционного изучения представительных опорных и стратотипических разрезов (рис. 1); результаты детальных геолого-геоморфологических исследований; сопряженный ПГ анализ ледниковых событий с включением различных лабораторных методов (литологических и биостратиграфических под контролем геохронологических и палеомагнитных). Отслежены маркирующие разновозрастные ледниковые горизонты по ряду субширотных и субмеридиональных профилей [Разрезы…, 1977; Комплексный анализ..., 1992; Проблемы стратиграфии..., 2001; Новейшие отложения…, 2004; Реконструкция..., 2008 и др.]. В комплексном анализе широко задействован наиболее универсальный минералого-петрографический метод, поскольку информативные и статистически надежные литологические характеристики по массовым анализам позволяют непрерывно на значительной площади (в пределах ареального ледникового стратотипа) прослеживать и уверенно сопоставлять непосредственно сами ледниковые горизонты, что минимизирует возможные ошибки при неоднозначной стратиграфической интерпретации отдельных разрозненных разрезов с помощью выборочных методов [Методы..., 2010].

В целях расчленения плейстоценовой толщи и ПГ реконструкций применен традиционный климатостратиграфический принцип [Зубаков, 2005] с учетом геологических, геоморфологических и ПГ критериев, с опорой на общие закономерности развития природного комплекса – направленность, ритмичность и местную индивидуальность [Марков, 1960]. В соответствии с теоретическими предпосылками ледникового литогенеза [Рухина, 1973; Лаврушин, 1976; Судакова, 1990 и др.] проведена рационализация методического решения проблемы межрегиональной литологической корреляции морен на основе прогнозного литолого-палеогеографического районирования ледниковой области с введением регламентируемых строгих правил и рекомендаций по литологической сопоставимости ледниковых горизонтов [Судакова, 2008; Методы..., 2010 и др.] Это позволяет избежать возможных ошибок при интерпретации аналитических данных.

Сопряженный ПГ анализ накопленного и постоянно обновляемого фактического материала, систематизированного по единой методике, создает необходимые условия для объективного решения актуальных региональных проблем стратиграфии и палеогеографии неоплейстоцена. Благодаря полноте геологической колонки среднего и позднего плейстоцена и тщательно проведенным полевым и лабораторным исследованиям

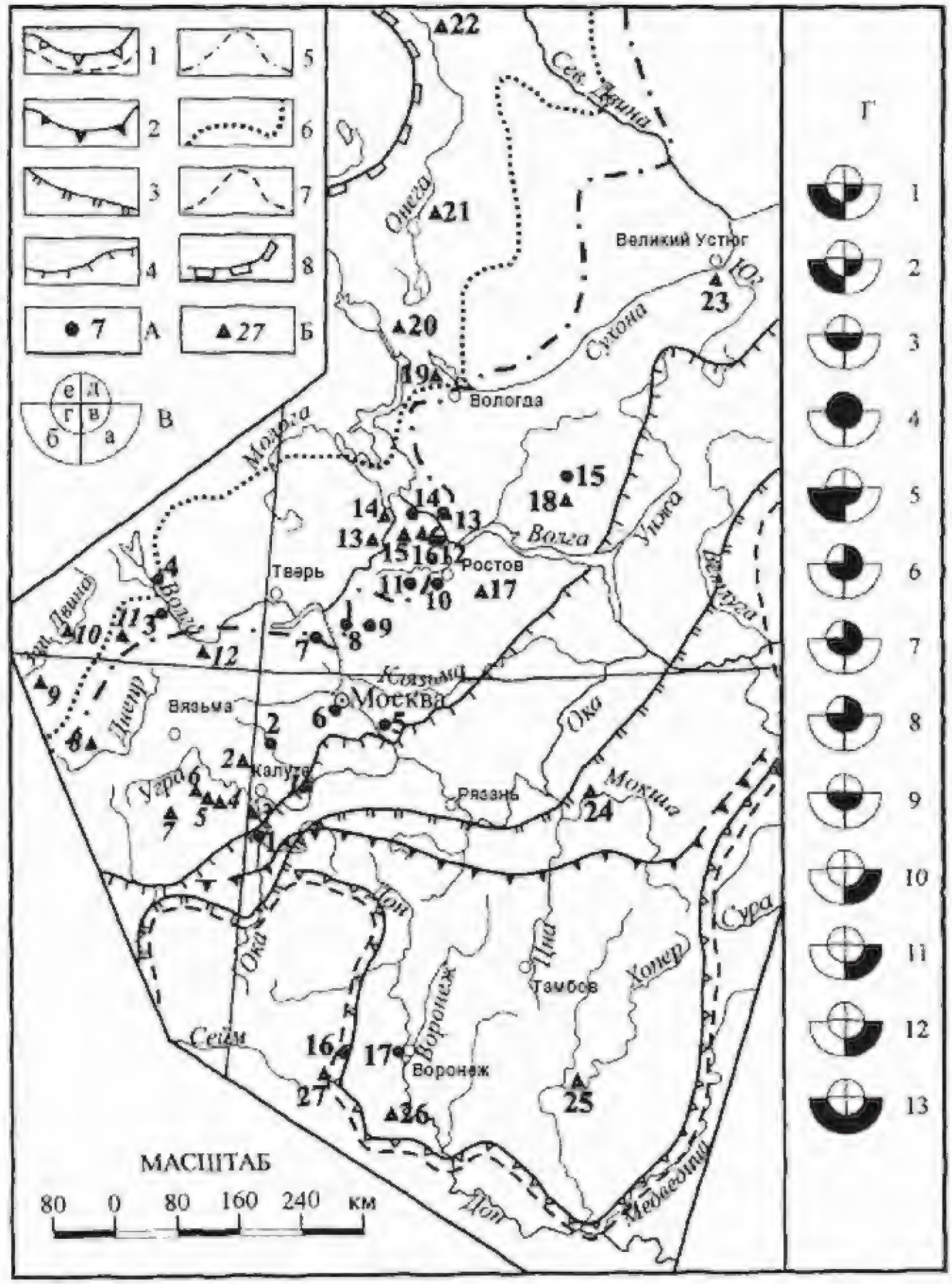


Рис. 1. Изученность ледникового комплекса в опорных разрезах центральных регионов Русской равнины.

Границы оледенений: 1 – донского, 2 – окского, 3 – днепровского, 4 – московского, 5 – калининского, 6 – осташковского; граница древнеледниковой области; 8 – граница Скандинавского щита. А – опорные районы и группы разрезов: 1 – Чекалин, 2 – Боровск-Сатино, 3 – Молодой Туд, 4 – Лошаково, 5 – Лыткарино, 6 – Москва-Строгино, 7 – Спас-Каменский, 8 – Дмитров, 9 – Кунья, 10 – Ростов-Неро, 11 – Черемошник, 12 – Ярославль-Печегда, 13 – Тутаев-Долгополка, 14 – Рыбинск-Черменино-Яковка, 15 – Галич-Горки, 16 – Стойлинский, 17 – Стрелицы. Б – опорные и прочие изученные разрезы: 1 – Таруса, 2 – Мятлево, 3 – Бряньково, 4 – Мещевск, 5 – Мосальск, 6 – Рессета, 7 – Спас-Деменск, 8 – Ярцево, 9 – Каспля, 10 – Смоленский Брод, 11 – Козлово-Береза, 12 – Зубцов-Вазуза, 13 – Алтыново, 14 – Шестихино, 15 – Углич, 16 – Большое Село, 17 – Бибирево, 18 – Чёлсма, 19 – Молочное, 20 – Ферапонтово, 21 – Каргополь, 22 – Онега, 23 – Великий Устюг, 24 – Нароватово, 25 – Новохоперск, 26 – Урыв, 27 – Лебединский. В – представительность разновозрастных ледниковых горизонтов: а – донского, б – окского, в – днепровского, г – московского, д – калининского, е – осташковского. Г – Изученность разновозрастных горизонтов в опорных разрезах: 1 – Чекалин-Бряньково, 2 – Таруса, 3 – Сатино-Боровск, 4 – Лошаково, 5 – Москва-Строгино-Теплый Стан, 6 – Дмитров-Спас-Каменский, 7 – Черемошник, 8 – Долгополка-Черменино, 9 – Великий Устюг, 10 – Урыв, 11 – Стрелицы, 12 – Новохоперск, 13 – Нароватово.

Центральный регион, включая Ярославское Поволжье и Северное Подмосковье, стали одним из ключевых районов ПГ реконструкций ледниковой ритмики плейстоцена. Неслучайно поэтому эти объекты, как наиболее показательные, были выбраны для демонстрации на полевых экскурсиях IX Конгресса ИНКВА (1982), 27-го международного Геологического Конгресса (1984), симпозиумов по проблемам стратиграфии и палеогеографии (2001). Для Центрального региона получены достоверные результаты комплексного исследования разновозрастных ледниковых образований, дополняющие и уточняющие представления о развитии ледниковой ритмики.

Ранний неоплейстоцен. Представление о широком площадном распространения в Центральном регионе следов ранних (донского и, возможно, более древнего) оледенений, выделяемых здесь по материалам разрозненных буровых скважин, не находят пока широкого подтверждения, что явно недостаточно для корректных пространственных сопоставлений. В этой связи совершенно не приемлема создавшаяся парадоксальная ситуация, когда один и тот же ледниковый горизонт – вторая от поверхности морена Подмосковья (в нашей интерпретации днепровская) – по данным геологической съемки интерпретируется неоднозначно: на широте Москвы и севернее «удревняется» и трактуется как нижнеплейстоценовая, а к югу (например, в Чекалинском разрезе), напротив, безосновательно «омолаживается» и рассматривается как московская (поздняя среднеплейстоценовая), что противоречит фактическим данным. Одна из причин такой неоправданной непоследовательности кроется, к примеру, в ошибочной идентификации лихвинского горизонта в Рыбинском разрезе (подробнее на стр.7), что повлекло за собой необоснованное удревнение возраста нижележащих моренных горизонтов (а также и вышележащих), противоречащее, в частности, палеофаунистическим данным [Разрезы..., 1977; Судакова и др., 1996].

Стратиграфическая позиция нижнеплейстоценовой окской морены надежно установлена на Верхней Оке в ряде разрезов: в Чекалинском разрезе по руч. Лихвинка в глубокой выемке трубопровода, где она прослежена до центрального обнажения, у села Бряньково в 8 км ниже по течению от г. Чекалина [Реконструкция..., 2008], в обнажении под г. Тарусой [Судакова и др., 1982], – в которых окская морена непосредственно подстилает лихвинские слои. Восточнее вдоль широтного отрезка р. Оки окская морена исследована в обнажении у с. Нароватово в нижнем течении р. Мокши под лихвинскими отложениями в кровле донской морены [Рунков и др., 1993]. Таким образом, стратотип окского горизонта, название которому было присвоено в соответствии с местоположением в бассейне р. Оки, получил подтверждение своего статуса на Верхней и Средней Оке. Следовательно, судя по строению изученных опорных разрезов, окский ледниковый горизонт распространен значительно южнее, чем предполагалось ранее, охватывая правобережье широтного отрезка долины р. Оки (см. рис. 1).

Средний неоплейстоцен. К числу неясных вопросов стратиграфии Ю.М. Васильев [1997] справедливо относит ранг продолжительного лихвинского межледниковья, которое охарактеризовано разновозрастными фаунистическими комплексами – сингильским и хазарским, а вмещающие отложения (добавим по Г.И. Горецкому) представлены двумя аллювиальными свитами – нижне- и верхнекривичской. Впервые выделенные нами в Чекалинском стратотипическом разрезе калужские и чекалинские слои [Судакова, 1975] отнесены Г.И. Горецким к верхнекривичской свите (устное сообщение, сделанное во время совместного осмотра Чекалинского разреза). Именно стратиграфическая позиция и палеогеографическая представительность калужского холодного интервала в доднепровской части стратиграфической колонки вызывает особую полемику. По поводу неоднозначной трактовки калужских перигляциальных отложений в Чекалинском разрезе следует еще раз высказать решительное возражение необоснованной подмене (в некоторых стратиграфических схемах) днепровского ледникового горизонта (МИС 8) калужскими маломощными слоями. При этом необходимо отметить, что в последних вариантах стратиграфических схем удалось избежать ошибочного сопоставления днепровского (вологодского) горизонта с калужскими слоями, выделенными нами ранее только в Чекалинском разрезе и отвечающими кратковременному похолоданию [Судакова, 1975].

В связи с этим по поводу уточнения региональной стратиграфической схемы [Шик, 2011] возникает сомнение относительно целесообразности включения калужских и чекалинских слоев в состав среднерусского надгоризонта. Представляется более логичным в среднерусском надгоризонте ограничиться традиционным включением двух среднеплейстоценовых ледниковых горизонтов, разделенных межледниковым [Решение..., 1986], исключив калужское и чекалинское подразделения [Зубаков, 2005], сопоставив последние с верхнекривичской свитой «Большого лихвина».

В отношении Рыбинского опорного разреза не вызывает доверия ПГ расшифровка палинологических данных и отнесение слоев на глубине 22–30м из известной скв.110 к лихвинскому межледниковью [Валуева и др., 1969], поскольк-

ку заключение сделано по единичным образцам. Здесь оптимум представлен маломощным слоем и охарактеризован одним образцом (в остальных образцах содержание термофильных элементов не превышает 10%). Однако, на этом основании сделаны далеко идущие выводы при составлении карты четвертичных отложений, где вторая от поверхности морена Ярославского Поволжья была приравнена к нижнему плейстоцену. Полученные впоследствии биостратиграфические и литостратиграфические материалы [Судакова, Гунова, Немцова,1996] ставят под сомнение неоправданное в данном случае удревнение ледниковых горизонтов в Рыбинском Поволжье. В результате проведенного В.С. Гуновой детального спорово-пыльцевого анализа толщи, подстилающей поверхностную (калининскую) морену в скв. 3, (частично дублирующей скв. 110), в интервале 17,7–5,7 м выявлено два спорово-пыльцевых комплекса, свидетельствующих о смене растительности перигляциального типа на лесные формации межстадиального типа.

Среднеплейстоценовые днепровская и московская морены имеют в регионе широкое распространение и занимают значительную часть сводной колонки, располагаясь между лихвинским и микулинским горизонтами. Среднеплейстоценовый возраст данного ледникового комплекса достоверно установлен в ряде ключевых разрезов (Сатино на р.Протве, Таруса, Строгино-Очаковка – Москва, Кунья, Рыбинск и др.) по согласующимся литостратиграфическим и биостратиграфическим данным, контролируемым геохронологическими методами. Четкое стратиграфическое положение двухъярусного среднерусского надгоризонта, залегающего между лихвинским и микулинским горизонтами, показано в детально изученном Сатинском страторайоне, где маркирующие горизонты днепровской и московской морен разделены мощной (около 20 м) озерно-аллювиальной межледниковой толщей [Комплексный анализ..., 1992].

Для определения ранга днепровского и московского горизонтов принципиально важное значение имеет изучение и ПГ реконструкции разделяющих их межморенных слоев, первоначальный стратотип которых был установлен в разрезе Одинцово, ныне утраченном и до сих пор остающемся предметом дискуссии. По компетентному мнению Ю.М. Васильева [1997] одинцовские слои, изученные в разрезах: Одинцово, Бармино на р. Липне [Заррина,1991], в карьере у Перервы (Москва), по условиям залегания, геохронологии, палеоклиматической характеристике и находкам фауны млекопитающих являются межледниковыми и относятся к среднему плейстоцену (7 ярус изотопно-кислородной шкалы с датировкой по ОСЛ – 170–196 т.л.н.). Дальнейший поиск и исследование представительного парастратотипа межледникового горизонта, разделяющего днепровскую и московскую морену, – одна из приоритетных задач региональной стратиграфии в связи с доказательствами самостоятельности соответствующих оледенений..

Открытые и детально изученные в последнее время на Средней Протве мощные межледниковые озерно-аллювиальные отложения, разделяющие маркирующие днепровский и московский ледниковые горизонты, сформированные в интервале 213–242 т.л.н., имеют выразительную спорово-пыльцевую характеристику. Впервые полученные Е.М. Малаевой палиноспектры отвечают растительности смешанных лесов с участим широколиственных пород до 16–20% [Антонов и др., 2000], что является прямым доказательством межледниковых ландшафтно-климатических условий, тем самым подтверждая самостоятельность днепровского и московского оледенений [Рычагов и др., 2007]. Значительная мощность вмещающих аллювиальных и озерных отложений при их широком площадном распространении в бассейне р. Протвы [Комплексный анализ..., 1992; Реконструкция..., 2008] дают основание для признания регионального ранга этого термохрона, отвечающего статусу парастратотипа, названного сатинским [Рычагов и др., 2007; Судакова и др., 2007].

Сатинский парастратотип второго среднеплейстоценового межледниковья в центральном регионе по общей характеристике сопоставим с горкинским горизонтом Вологодской области, с детально изученным гипостратотипом последнего в разрезе у д. Пальниково Тверской области [Шик и др., 2009] и с родионовским горизонтом СВ [Андреичева и др.,1997]. В Чекалинском разрезе, по всей вероятности, ему соответствует погребенная аллювиальная свита с ТЛ датировкой 227 т.л.н.

Стратиграфическая позиция днепровской морены имеет надежное биостратиграфическое обоснование также в Чекалинском и Тарусском разрезах. В этих страторайонах днепровская морена подстилается достоверно установленным лихвинским горизонтом [Судакова и др., 1982; Реконструкция..., 2008]. Важное уточнение стратиграфической позиции среднеплейстоценовых моренных горизонтов вносит заключение палинологического анализа из подстилающих их озерных глин в новом представительном 50-и метровом разрезе Кунья (в котловане Загорская ГАЭС). По заключению Т.Д. Боярской [1983] во время их формирования богатство флоры широколиственных лесов, произрастание граба одновременно с пихтой, наличие определенных реликтовых элементов – указывают на принадлежность вмещающих осадков к лихвинскому межлед-

никовью. Соответственно возраст двух вышележащих морен следует считать не древнее среднего плейстоцена.

Принципиальное значение для уточнения возраста среднерусского надгоризонта имеет изученная А. К. Агаджаняном [1972; 1977] леммингова фауна в подморенных перигляциальных отложениях из Чекалинского и Рыбинского обнажений, относящаяся к одному эволюционному уровню. Это однозначно указывает на одновозрастность перекрывающего – днепровского горизонта в обоих разрезах и принадлежность его к среднему плейстоцену. Среднеплейстоценовый возраст второй от поверхности морены Подмосковья также подтверждается фаунистическими находками у Краснохолмского моста в Москве, на которые ссылается Ю.М. Васильев [1997]. Установленный диагностический комплекс минералого-петрографических показателей днепровской морены, со свойственными данному ареальному стратотипу особенностями, позволяет уверенно коррелировать её по площади.

Важно отметить, что ко времени формирования днепровской морены приурочена установленная В.И. Трухиным в многочисленных разрезах Ярославского Поволжья кратковременная инверсия магнитного поля, (зафиксированная в 102 образцах), с ТЛ датировкой около 280 т.л.н., имеющая важное стратиграфическое и корреляционное значение [Разрезы..., 1977]. Для морен Центрального региона по изученным нами разрезам получено (В.А. Ильичевым, О.А. Куликовым, Л.Т. Восковской, В.К. Власовым) более 60 ТЛ и РТЛ датировок, которые использованы в качестве одного из корреляционных критериев. По среднестатистическим данным возраст днепровской морены составляет 310—270 т.л.н. [Разрезы.., 1977; Власов и др., 1981; Комплексный анализ..., 1992; Судакова, Введенская, Восковская, 1997].

Повсеместно распространенная в Подмосковье верхняя рельефообразующая морена с датировками в диапазоне 190–150 т.л.н. с полным основанием отнесена к московскому горизонту. Типичный по условиям залегания (стратиграфически выше сатинского –горкинского межледникового горизонта) и характерному литологическому составу московский горизонт достаточно полно представлен в Сатинском страторайоне, Подмосковье, Рыбинско-Тутаевском Поволжье.

Обстоятельный комплексный анализ выявил радикальные различия вещественного состава (гранулометрического, минералогического, петрографического, а также физических и палеомагнитных свойств) московской и днепровской морен (таблица 1). В сочетании с установленной разнонаправленной ориентировкой включенных обломков [Карпухин, Лавров, 1974] эти признаки приводят к заключению о кардинальной перестройке ПГ обстановки, потоковой структуры покровных ледников и условий литогенеза во время формирования каждой из морен. Перемена генерального направления движения разновозрастных ледниковых потоков с ЮЮЗ на ЮЮВ, предопределила смену питающих провинций, повлекшую и соответствующие различия минералого-петрографического состава каждой из морен. Это дает основание говорить о разновременности и самостоятельности днепровского и московского оледенений. Выявленные региональные диагностические признаки вещественного состава этих разновозрастных морен позволяют надежно их распознавать в разрезах и коррелировать по площади.

Днепровская морена, по сравнению с московской, выделяется темной серовато-коричневой окраской, большей плотностью, относительно низкой магнитной восприимчивостью и отмеченной обратной намагниченностью, а также характерной ориентировкой удлиненных обломков, указывающей на ЮЮЗ господствующее направление движения ледниковых потоков. В петрографическом составе включенных обломков преобладают осадочные палеозойские и мезозойские породы (около 75%) при сравнительно низком содержании дальнеприносных изверженных и метаморфических пород (в среднем 24%). Для минералогического состава характерна преобладающая гранат-эпидот-роговообманковая ассоциация (соответственно: 12–17%, 15–18% и 15–20%) с примесью других акцессорных минералов, в том числе часто встречающихся глауконита, сидерита, сульфидов. Среди глинистых минералов относительно велика доля монтмориллонита. Судя по минеральным и петрографическим спектрам состав днепровской морены в большей степени, чем московская, зависит от подстилающих (палеозойских и мезозойских) пород местных и транзитных питающих провинций [Разрезы..., 1977; Комплексный анализ..., 1992; Новейшие отложения..., 2004; Реконструкция..., 2008].

Рельефообразующая на большей территории Центрального региона московская красновато-коричневая морена по ряду признаков отличается от днепровской. Московская морена более опесчанена и гравелиста, менее уплотнена, обладает, как правило, более высокой магнитной восприимчивостью и преобладающей СЗ ориентировкой обломков, указывающей на ЮВ генеральное направление движения ледниковых потоков. Представительная ассоциации руководящих минералов – эпидот-гранат-роговообманковая. При этом содержание компонентов скандинавского происхождения (роговой обманки, прочих амфибо-

Таблица 1. Сравнительная характеристика диагностических и корреляционных показателей разновозрастных морен в центральном округе Русской равнины

Стратиграфические подразделения ледниковых горизонтов		Диагностические признаки								Намагниченность	ТЛ и РТЛ даты, т.л.н.	Возрастные рубежи ледниковых горизонтов, т.л.н	МИС
		Гранулометрические		Минералогические		Петрографические		Объемный вес г/см^3	Магнитная восприимчивость $\chi \cdot 10^6$ (СГС)				
		d мм	S_o	Основная формула %	Кп	Ориентировка обломков	% экзотических						
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Калининский g III kl	А	0,6	0,16	$Р_{26}Г_{18}Э_{15}$	1,2						80-88	11	4
	Б	1,1	0,16	$Р_{25}Э_{14}Г_{13}$	1,1							50 70	
Московский g II ms	А	0,95	0,14	$Р_{20}Г_{19}И_{10}Э_7$	1,4	СЗ–ЮВ ССЗ–ЮЮВ	20–36	1,85	10–15 15–25		157-196 168-221 180-220	150 220	6
	Б	0,6	0,13	$Р_{27}Э_{17}Г_{14}И_{10}$	1,3	ССЗ–ЮЮВ	30,5	1,91	20–26	+ n=130			
Днепровский g II dn	А	0,7	0,16	$Г_{22}Р_{20}И_{15}Э_5$ + Си, Су, Гл	1,0	СВ–ЮЗ	2–10 до 24		5–15		275-310	270 310	8
	Б	0,5	0,15	$Э_{15}Р_{12}Г_{11}И_{10}$	0,9	СВ–ЮЗ	24,5	1,99	10–20	– n=102	260-308		
Окский g I ok	А	1,2	0,16	$Р_{18}Г_{16}Э_5$	0,7	ССЗ–ЮЮВ	7–10				483	460	12
	Б	0,6	0,12	$Р_{15}Э_{13}Г_{11}$	1,0								

Примечания. Среднестатистические показатели вещественного состава и свойств морен рассчитаны по данным: (1,2) Н. Н. Кузьминой, Л. Ф. Окишевой; (3,4) Н. Г. Судаковой; (5,6) С. С. Карпухина, С. П. Евдокимова; (7) А. И. Введенской; (8) В. А. Большакова, С. С. Фаустова; (9) В. И. Трухина; (10,11) В. К. Власова, Л. Т. Восковской, В. А. Ильичева, О. А. Куликова – более 60-и дат; нижний возрастной рубеж калининского ледниковья (70 т.л.н.) дан по ОСЛ [Алексеев и др.,1997].

Принятые сокращения и прочие обозначения: А – западные и центральные районы в Ладожском секторе оледенений, Б – восточные районы в Онежском и Беломорском секторах оледенений; d мм – средневзвешенный диаметр, So – коэффициент сортировки; в формуле руководящих минералов: Р – роговая обманка, Г – гранат, Э – эпидот, И – ильменит, Си – сидерит, Су – сульфиды, Гл – глауконит, Кп – коэффициент питающих провинций; намагниченность:+ - прямая и - - обратная, n – объем выборки; даты: т.л.н. – тысяч лет назад; МИС – изотопно-кислородные стадии.

лов и пироксенов) достигает 25–30%, а в составе глинистых минералов – гидрослюды (до 50%). В петрографическом спектре заметно больше изверженных пород скандинавского происхождения (шокшинский песчаник, кварцит, ладожский рапакиви, эффузивные породы), что в соответствии с отмеченной концепцией разнонаправленности движения днепровских и московских ледниковых потоков согласуется с реконструированным ЮВ направлением перемещения ледниковых наносов.

Анализ массового материала по минералогическому и петрографическому составу разновозрастных морен приводит к выводу об определенных закономерностях пространственной и возрастной его изменчивости. Наиболее общей тенденцией развития состава во времени является изменение соотношения компонентов дальнего и местного происхождения. Вверх по стратиграфической колонке направленно повышается содержание минералов и петрографических разностей из удаленных и транзитных питающих провинций, – в первую очередь доля роговой обманки и прочих амфиболов и пироксенов Скандинавского происхождения. Пространственная специфика состава ледниковых отложений связана с потоковой структурой ледникового покрова и обусловлена посекторным разносом эрратического материала, а также его поступлением из соответствующих местных питающих провинций. Это отражается в своеобразии состава морен восточных, центральных и западных округов (таблица 2). К примеру, в восточном направлении при продвижении из сферы влияния Ладожского потока к Онежскому (и далее к Беломорскому и Поморскому) в моренных разностях нарастает содержание роговой обманки и эпидота, (последний связан главным образом с Тимано-Уральской областью сноса), и сокращается примесь граната, циркона и других акцессорных минералов Балтийской питающей провинции. Закономерности пространственной изменчивости минералого-петрографических спектров адресно учитываются при межрегиональной литологической корреляции ледниковых горизонтов.

Установленные диагностические признаки состава разновозрастных морен могут служить надежным основанием для идентификации и пространственной корреляции этих горизонтов при условии соблюдения рекомендованных правил широтной и меридиональной литологической корреляции [Судакова, 2008]. С использованием геологических, геоморфологических и ПГ критериев нами проведена последовательная корреляция среднеплейстоценовых горизонтов по ряду субширотных и субмеридиональных профилей. Маркирующие днепровский и московский горизонты уверенно прослежены от Верхней Волги и Оки до Ярославского Поволжья и Вологодского края.

Таким образом, по совокупности литостратиграфических, биостратиграфических, палеомагнитных и геохронологических данных среднерусский надгоризонт включает два ледниковых горизонта: днепровский в интервале 310–270 т.л.н. (8 МИС). и московский в диапазоне 190–145 т.л.н. (6 МИС), разделенные межледниковым сатинским (горкинским) горизонтом. Эти ледниковые комплексы занимают четкое стратиграфическое положение между лихвинским и микулинским горизонтами. При этом обращает на себя внимание значительная длительность этих ледниковых событий.

В продолжающейся полемике по поводу установления границ распространения разновозрастных оледенений в настоящее время наметились реальные предпосылки для решения этой важной задачи, благодаря детальному изучению опорных разрезов. Прежде всего, нельзя согласиться с мнением о том, что московское оледенение по сравне-

Таблица 2. Территориальная изменчивость руководящих минералов разновозрастных морен (осредненные данные, %)

Возрастное подразделение	Ладожский сектор оледенения												Онежский сектор оледенения			
	I округ Чекалинско-Спас-Деменский				II округ Можайско-Боровский				III округ Дмитровско-Московский				IV округ Ростовско-Ярославский			
	n	1	2	3	n	1	2	3	n	1	2	3	n	1	2	3
Kl									7	26,5	15,2	17,9	11	24,7	14,1	12,8
Ms					84	25,7	8,0	20,8	102	22,4	9,9	18,9	89	25,0	16,5	18,4
Dn	56	25,3	6,2	27,4	35	19,5	5,6	19,2	46	17,6	7,8	16,9	57	23,8	15,3	25,2
Ok	19	16,6	5,2	18,3	5	8,9	2,8	5,2	10	13,9	7,5	12,5	12	14,9	12,9	10,9

Примечание. n – выборка; Показательные минерал: 1 – роговая обманка; 2 – эпидот; 3 – гранат.

нию с вологодским (днепровским) было более масштабным [Шик, 2011]. Этому противоречат приведенные выше достоверные данные по разрезам Чекалин, Лихвинка, Бряньково, Таруса и др., где поверхностным ледниковым горизонтом является днепровская (ранняя среднеплейстоценовая) морена. Руководствуясь полученными результатами комплексного ПГ исследования древнеледниковой области Центра, на рис. 1 предложен авторский вариант проведения границ оледенений, в том числе московского оледенения – от Калуги в направлении Владимира, а днепровского – значительно южнее, захватывая правобережье Оки.

Поздний неоплейстоцен. Реконструкция ландшафтно-климатической и ледниковой ритмики позднего плейстоцена и установление стратификации слагающих отложений в регионе нуждаются в углубленном изучении подкреплении статистически надежными аналитическими данными в связи с продолжающимися разногласиями в трактовке ледниковых событий.

Несомненное присутствие калининской морены (с уточнением возраста по ОСЛ 65–70 т.л.н.) и краевых образований этого оледенения в Верхнем Поволжье и в Дмитровском районе убедительно показано в коллективной работе М.А. Алексеева с коллегами [1997] в согласии с другими работами [Лазуков и др., 1982; Заррина, 1991; Васильев, 1997; Проблемы..., 2001]. Не подвергается сомнению наличие калининской морены на микулинских отложениях и в Ярославском Поволжье [Новский, 1975; Москвитин, 1976; Спиридонова, Заррина, Краснов, 1976; Разрезы..., 1977; Лаврушин, 2001 и др.]. Однако, высказываются и иные точки зрения о, так называемом, «безлёдном периоде» раннего валдая, в опровержение которых следует противопоставить всю совокупность имеющихся фактических данных.

По материалам наших многолетних исследований для позднего неоплейстоцена в Центральном секторе древнеледниковой области обоснована стратиграфическая позиция калининской морены (4 МИС) и получены неоспоримые доказательства факта продвижения калининского оледенения в бассейн Верхней Волги. В наиболее полных опорных разрезах Ржевского Поволжья (Лошаково), в окрестностях г.Дмитрова (Борисова Гора, у мясокомбината), в Ярославском Поволжье (Черемошник, Черменино, Яковка, Долгополка) донная морена, прослеженная по ряду профилей, залегает поверх микулинских отложений и перекрыта поздневалдайскими лёссовидными суглинками, а в разрезе Долгополка (как и в известном Мончаловском карьере Ржевского Поволжья) − поздневалдайскими озерными осадками (3 МИС), датированными по радиоуглероду (порядка 41 т.л.н.), что подтверждается палинологическими данными [Арсланов и др., 1974]. Следовательно, в данном секторе Русской равнины калининский ледниковый покров выдвигался значительно южнее осташковского (см. рис. 1).

Новые материалы комплексных ПГ исследований многочисленных конкретных разрезов, полученные на северном подножье Клинско-Дмитровской возвышенности, дают дополнительную информацию для уточнения границы продвижения последнего для данной территории калининского оледенения. Большой интерес представляют вскрывающиеся разновозрастные толщи в окрестностях г. Дмитрова, в карьерах кирпичного завода, Дачное, Клусово, Ольгово, Спас-Каменский. Для решения спорных вопросов важна объективная интерпретация тщательно обследованных разрезов Борисова Гора и у мясокомбината, где под двухметровой калининской мореной, подвергшейся строгой фациально-генетической экспертизе, вскрывается линза торфянистых отложений микулинского возраста, которые прослежены на 30–40м. по простиранию [Боярская и др.,1983; Лазуков и др.,1982]. Четко выраженная плитчатая текстура валунного суглинка свидетельствует о его принадлежности к одной из фаций основной морены. В Дмитровских разрезах по серии датировок калининская морена, приуроченная, как правило, к грядово-холмистому рельефу краевых образований, имеет возраст 88 т.л.н. при верхнем возрастном пределе 80 т.л.н. [Судакова и др., 1997]. Достоверная ТЛ датировка 94+9 т.л.н. получена из песка, непосредственно подстилающего эту морену в Спас-Каменском карьере. а покровные лёссовидные суглинки, перекрывающие морену, датируются здесь поздним валдаем – 42 и 24 т.л.н.

Таким образом, прослеженный в Дмитровских карьерах на десятки метров достаточно мощный (до 2–3-х м) горизонт калининской морены находится в ясных условиях залегания − над микулинскими отложениями и под покровом лёссовидных суглинков. Серия соизмеримых ОСЛ и ТЛ датировок [Алексеев и др., 1997; Судакова и др., 1997] позволяет уточнить возраст напластований. При этом важно подчеркнуть, что совместное нахождение в едином разрезе трех моренных горизонтов (днепровского, московского, калининского), разделенных межморенными осадками, четкие стратиграфические взаимоотношения между ними и выразительные минералогические и спорово-пыльцевые характеристики толщ ставят Дмитровский опорный разрез в разряд эталонных для среднего и позднего плейстоцена.

В Ярославском Поволжье надежные доказательства калининского оледенения получены при детальном изучении опорных разрезов: Че-

ремошник, Долгополка, Черменино, Яковка – не раз демонстрировавшихся участникам экскурсий международных форумов [Путеводитель ИНКВА… 1981; 1984, 27 Геологического конгресса, 1984; Проблемы..., 2001].

В известном опорном разрезе Черемошник в Ростовском районе по правому борту оврага стратиграфически выше микулинских отложений вскрывается 1,5–2,0-х метровый пласт красновато бурого моренного суглинка монолитной текстуры с включением валунов до 20–40 см. Его отличают: высокая плотность, однонаправленная ориентировка обломочных включений ЮВ азимута при небольших углах наклона осей 15–20°, (среди которых преобладают граниты), аномально высокая магнитная восприимчивость. В минералогическом составе, в отличие от нижележащих моренных горизонтов, здесь резко возрастает (до 33%) доля роговой обманки и других представителей Балтийской питающей провинции. Прослежен фациальный переход по простиранию донной морены в слоистые отложения солифлюкционного типа.

В связи с существующей дискуссией о максимальной границе распространения калининского оледенения важную информацию вносит изучение опорных разрезов вдоль долины Волги от Рыбинска до Тутаева. На правобережье Волги южнее Рыбинска (от д. Черменино до устья руч. Яковка) стратиграфически выше микулинских осадков покровно залегает калининская морена мощностью 1–2м. В окрестностях г. Рыбинска у д. Семеновская она непосредственно подстилается озерно-болотными слоистыми суглинками, в которых фиксируется смена растительности от сообществ, формирующихся вблизи края ледника, до лесных формаций межстадиального типа (второе ранневалдайское потепление) [Судакова и др.,1996]. Морена представлена красно-бурым валунным суглинком монолитной текстуры с обильным включением крупнообломочного материала. Моренный суглинок местами фациально замещается скоплением крупных валунов размером более 1 м в диаметре, в составе которых преобладают граниты, кварциты и шокшинские песчаники. Минералогический состав характеризуется эпидот-гранат-роговообманковой ассоциацией с доминированием последней (до 25%). В комплексе глинистых минералов преобладают монтмориллонит и гидрослюда [Судакова и др., 1996; Проблемы..., 2001].

На левобережье Волги калининская морена детально изучена у пос. Песочное и Долгополка. Примечательно, что в едином представительном разрезе по руч. Долгополка калининская морена, залегающая на микулинских отложениях, перекрыта датированными осадками средневалдайского комплекса. Таким образом, стратиграфическое положение калининской морены здесь надежно обосновано. Слои с радиоуглеродной датировкой 41290+320 лет (ЛГУ-181) характеризуются лесным спектром растительности северотаежного типа [Арсланов и др., 1974; Разрезы..., 1977; Проблемы стратиграфии..., 2001] и синхронизируются со средневалдайским горизонтом. Вышележащие перигляциальные отложения с крупными валунами, по всей вероятности, сформировались в поздневалдайское время, когда фронт осташковского ледникового покрова подступал к Молого-Шекснинской низине. Трудно переоценить стратиграфическое и ПГ значение этого регионального репера. Средневалдайское потепление (3 МИС), зафиксированное в озерных отложениях в едином разрезе с микулинским и калининским горизонтами по руч. Долгополка, позволяет уверенно идентифицировать калининскую морену и документально обосновать в Тутаевском Поволжье наличие следов и самостоятельность калининского оледенения.

В Ржевском Поволжье, помимо известного Мончаловского карьера, присутствие калининской морены (мощностью порядка 4-х метров) установлено по серии буровых скважин Гидропроекта и в карьерах в бассейне р. Молодой Туд и на водораздельной поверхности. Эта же морена в долине р. Малая Коша у д.Лошаково подстилается микулинскими отложениями [Реконструкция..., 2008].

Фиксация в ряде пунктов калининской морены в едином разрезе с достоверно установленным микулинским горизонтом дает основание для проведения границы распространения ранневалдайского калининского оледенения. Получены веские доказательства масштабности этого оледенения, продвигавшегося в центральном секторе до северной окраины Клинско-Дмитровской гряды и Рыбинского Поволжья, что обосновано надежными литостратиграфическими, палинологическими и геохронологическими данными.

Выводы

В итоге проведенного анализа развития ледниковых событий в регионе уточняются представления о характере ледниковой ритмики. На основании комплексного изучения важнейших опорных и стратотипических разрезов обоснована стратиграфическая позиция окского, днепровского, московского и калининского горизонтов; аргументированы ранг соответствующих оледенений и границы их распространения. Полученные убедительные факты приводят к важным выводам, касающимся ледниковой стратиграфии и палеогеографии.

1) В раннем неоплейстоцене в бассейне Верхней и Средней Оки достоверно подтвержден статус стратотипа окского оледенения. Окская морена прослежена по опорным разрезам: Лихвинка-Чекалин, Бряньково, Таруса, Нароватово, где подстилает лихвинские осадки, а в последнем местонахождении перекрывает донскую морену. Эти факты опровергают утверждение об ограниченном площадном распространении окского ледникового покрова и свидетельствует о том, что он достигал правобережья Оки. На основании имеющегося фактического материала следует признать, что ПГ расшифровка более ранних ледниковых этапов в центральном регионе всё еще остается проблематичной.

2) В среднем неоплейстоцене по совокупности литостратиграфических и биостратиграфических доказательств под контролем геохронологических, уверенно выделяются и регионально прослеживаются два маркирующих ледниковых горизонта – днепровский (310–270 т.л.н. – 8 МИС, соответствующий печорскому на СВ и сопоставляемый с оледенением фуне в западно-европейской схеме) и московский (220–150 т.л.н. – 6 МИС, коррелируемый с вычегодским и отвечающий оледенению зале западно-европейских схем). Ледниковые комплексы этих самостоятельных достаточно продолжительных оледенений разделены межледниковым горизонтом (7 МИС), названным сатинским [Рычагов и др., 2007; Судакова и др., 2007] Сатинский парастратотип, в связи с утратой одинцовского стратотипа, приобретает важное региональное значение и подлежит дальнейшему углубленному изучению.

Выявленные существенные различия вещественного состава днепровской и московской морен, обусловленные кардинальной перестройкой потоковой структуры ледниковых покровов и сменой основных питающих провинций. При этом, площадь распространения днепровского ледникового покрова превосходила ареал московского.

3) Проведенные исследования в Северном Подмосковье, в Ржевском и Ярославском Поволжье убеждают в двукратном оледенении данной территории в позднем неоплейстоцене, что получило биостратиграфическое обоснование и геохронологическое подтверждение с учетом как геоморфологических, так и стратиграфических критериев. Во вновь изученных опорных разрезах (Чермениново, Яковка, Долгополка, Черемошник, Дмитровская группа) обоснованием возраста верхней (калининской) морены служит её залегание поверх микулинских отложений), а в ключевом разрезе Долгополка и перекрытие её датированными отложениями, относящимися к средневалдайскому потеплению. В соответствии с надежно установленным условиями залегания калининской морены, уточняется граница распространения ранневалдайского покрова, проходящая по северному подножью Клинско-Дмитровской возвышенности в направлении Рыбинско-Тутаевского Поволжья. Следовательно, в данном секторе древнеледниковой области калининский ледник выдвигался южнее поздневалдайского (осташковского). Четкие стратиграфические соотношения с хорошо изученными микулинскими отложениями позволяют уверенно относить калининскую морену к позднему плейстоцену.

Вместе с тем, на данной территории остаются недостаточно выясненными дискуссионные вопросы, связанные с реконструкцией природной ритмики, непосредственно предшествующей надвиганию калининского ледникового покрова, а также с возможностью последующих сопоставлений палеогеографических событий с разработанными для смежной территории корреляционными схемами.

4) Выполненные ПГ реконструкции позволяют подметить общие характерные закономерности развития ледниковых событий во времени и пространстве. Отчетливо проявляется тенденция последовательного сокращения ареалов разновозрастных ледниковых покровов – от более древних раннеплейстоценовых к более молодым средне- и позднеплейстоценовым при направленном снижении продолжительности позднеплейстоценовых ледниковых этапов по сравнению со среднеплейстоценовыми и раннеплейстоценовыми.

Установленные пространственно-временные закономерности развития ледниковой ритмики приобретают важное стратиграфическое, корреляционное и палеогеографическое значение.

Литература

Агаджанян А.К. Лемминговые фауны среднего и позднего плейстоцена // Бюлл. комис. по изуч. четвертичного периода. 1972, №39.

Алексеев М.Н., Габлина С.С., Горецкий К.В., Лаврушин Ю.А., Хютт Г.И., Якименко Е.Ю. Стратиграфия и геологические события среднего и позднего плейстоцена Подмосковья // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС. 1997. С. 15–24.

Андреичева Л.Н., Немцова Г.М., Судакова Н.Г. Среднеплейстоценовые морены Севера и Центра Русской равнины. Екатеринбург,1997. 83 с.

Антонов С.И., Малаева Е.М., Рычагов Г.И., Судакова Н.Г. Климатостратиграфические подразделения московского горизонта юго-западного Подмосковья // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2000. Т. 8. № 3. С. 100–112.

Арсланов Х.А., Судакова Н.Г., Соколова Н.С. Новые данные о возрасте, стратиграфическом положении

и палеогеографических условиях накопления разреза Долгополка // Докл. АН СССР, 1974. Т. 215. №5. С. 1191–1194.

Борисов Б.А. Об изменении уровня нижней границы четвертичной системы и уточнении возраста ее основных подразделений // Региональная геология и металлогения. № 41. С-Пб., 2010. С. 26–31.

Боярская Т.Д., Крамаренко Г.С., Судакова Н.Г. Палеогеографическое и корреляционное значение опорного разреза в г. Дмитрове // Природа – население – хозяйство. Саранск.: изд-во Мордов. Ун-та, 1983. С. 70–76.

Боярская Т.Д., Немцова Г.М., Судакова Н.Г. К стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Клинско-Дмитровской возвышенности (разрез на р. Кунье) // Природа–население–хозяйство.- Саранск: Изд-во Мордов. ун-та, 1983. С. 61–64.

Валуева М.Н., Гричук В.П., Новский В.А., Шик С.М. Отложения лихвинского межледниковья в Ярославском Поволжье // Бюлл. Комис. По изуч. четвертич. Периода. М. 1969. № 36. С. 42–46.

Васильев Ю.М. Принципиальная схема стратиграфии среднего и верхнего плейстоцена страторегиона Подмосковья и центральной России. //Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 40–46.

Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. Подходы к реконструкции оледенений среднего плейстоцена Восточно-Европейской равнины. // Пути эволюции географии. М., 2002. С. 32–44.

Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. Современное состояние концепции покровных оледенений. // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып.3. М., 2011. С. 21–33.

Власов В.К., Карпов Н.А., Куликов О.А., Судакова Н.Г. Определение возраста плейстоценовых отложений ледниковых районов радиотермолюминесцентным (РТЛ) методом. //Вестник МГУ. Серия 5, география.1981 №6. С. 110–113.

Заррина Е.П. Четвертичные отложения северо-западных и центральных районов Европейской части СССР. Л.: Недра. 1991. 187 с.

Зубаков В.А. Современное состояние климатостратиграфии: О привязке климатем Европы к астрохронометрической шкале. // Бюлл. комиссии по изуч. четверт. периода. М.: ГЕОС. 2005. № 66. С. 42–64.

Карпухин С.С., Лавров А.С. Направление движения и положение зоны контакта днепровских ледниковых покровов на Русской равнине //ДАН СССР. 1974. Т. 216. №1. С. 158–161

Комплексный анализ среднечетвертичных отложений Сатинского учебного полигона. Под ред. Г.И. Рычагова и С.И. Антонова. М.: изд-во МГУ. 1992. 128 с.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., 1976. 237 с.

Лаврушин Ю.А. Приоритетные направления изучения квартера Ярославского Поволжья в XX1 веке. // Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья М.: ГЕОС. 2001. С. 3–7.

Лазуков Г.И., Судакова Н.Г., Фаустов С.С. Анализ ледниковых отложений Клинско-Дмитровской возвышенности в связи с проблемами стратиграфии и палеогеографии //Новейшая тектоника, новейшие отложения, человек. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1982. С. 86–101.

Марков К.К. Палеогеография. М.: изд-во МГУ. 1960. 268 с.

Марков К.К. Опорные разрезы новейших отложений. Методология, проблемы, выводы. //В кн.: «Константин Константинович Марков». Москва-Смоленск: Маджента. 2005. С. 249–264.

Москвитин А.И. Опорные разрезы плейстоцена Русской равнины. М.: Наука. 1976. 240 с.

Методы палеогеографических реконструкций. М., 2010. 429 с.

Новейшие отложения и палеогеография Окско-Донской древнеледниковой зоны. Смоленск.: Маджента. 2004. 120 с.

Новский В.А. Плейстоцен Ярославского Поволжья. М.: Наука. 1975. 236 с.

Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья. Ответственные редакторы Ю.А. Лаврушин и И.А. Чистякова. М.: ГЕОС. 2001. 158 с.

Путеводитель экскурсий Москва – Верхняя Волга. Симпозиум «Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена». М.: 1969. 70 с.

Путеводитель экскурсий А-2 и С-2 (Верхняя Волга и «Золотое кольцо») X1 конгресс ИНКВА. М.: изд-во ВИНИТИ. 1981. 55 с.

Путеводитель экскурсий А-1 и С-1 (Подмосковье) XI конгресс ИНКВА. М.: изд-во ВИНИТИ. 1982. 46с.

Разрезы отложений ледниковых районов Центра Русской равнины / под редакцией академика К.К. Маркова // М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 198 с.

Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена Центра Русской равнины. М., 2008. 167 с.

Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы. Л., 1986. 155 с.

Рунков С.И., Большаков В.А., Немцова Г.М., Судакова Н.Г., Писарева В.В. Опорный разрез плейстоцена у с. Нароватово на р. Мокше // Бюлл. РМСК по Центру и Югу Русской платформы. – Вып. 11. М., 1993. С. 144–153.

Рухина Е.В. Литология ледниковых отложений. Л.: Недра. 1973. 176 с.

Рычагов Г.И., Судакова Н.Г., Антонов С.И. Ледниковая ритмика среднего плейстоцена Центра Русской равнины (по материалам Сатинского страторайона) // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. 2007, № 4. С. 15–22.

Спиридонова Е.А., Заррина Е.П., Краснов И.И. Межледниковые и межстадиальные осадки ранневалдайского возраста в разрезе у д.Чермениено. // Северо-Запад Европейской части СССР. Л.: изд-во ЛГУ. 1976. Вып. 10. С. 29–40.

Судакова Н.Г. Новое о лихвинском стратотипе //ДАН СССР. 1975. Том 221, №1. С. 168–171.

Судакова Н.Г. Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. М.: изд-во Моск. ун-та. 1990. 159 с.

Судакова Н.Г. Актуальные вопросы межрегиональной корреляции ледниковых горизонтов. Литологическая концепция. // Бюлл.комиссии по изуч. четверт. периода. М.: ГЕОС, 2008. № 68. С. 50–58.

Судакова Н.Г., Большаков В.А., Боярская Т.Д., Базилевская Л.И., Немцова Г.М., Глушанкова Н.И. Новый разрез четвертичных отложений под Тарусой // ДАН СССР, 1982. Т. 267, №4. С. 109–112.

Судакова Н.Г. Введенская А.И., Восковская Л.Т., Писарева В.В. К проблеме стратиграфии плейстоцена Клинско-Дмитровской возвышенности // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997, с. 171–180.

Судакова Н.Г., Гунова В.С., Немцова Г.М. К стратиграфии и палеогеографии среднего и позднего плейстоцена Рыбинско-Ярославского Поволжья. // Стратиграфия и геологическая корреляция. 1996. Т.4. №2. С. 46–55.

Судакова Н. Г., Рычагов Г.И., Антонов С.И. Актуальные проблемы стратиграфии и палеогеографии среднего неоплейстоцена Центра Русской равнины // Геологические события неогена и квартера России. М.: ГЕОС, 2007. С. 86–90.

Четвертичные отложения окрестностей г.Ростова-Ярославского. Путеводитель экскурсии 10-В 27-го международного геологического конгресса. М.1984. 26 с.

Шик С.М. О границах распространения оледенений в центральной части Европейской России. // Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода. М.: ГЕОС. 2010. № 70. С. 100–107.

Шик С.М. Стратиграфия неоплейстоцена центра Европейской России (проект уточненной стратиграфической шкалы). // Современные проблемы стратиграфии неогена и квартера России. М.: ГЕОС. 2011. С. 102–106.

Шик С.М., Борисов Б.А., Заррина Е.П. Проект межрегиональной стратиграфической схемы неоплейстоцена Европейской России. // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. 2004. № 65. С. 102–114.

Шик С.М., Осипова И.М., Пономарева Е.А., Зюганова И.С. Гипостратотип горкинского горизонта (средний неоплейстоцен) у д.Пальниково (Тверская область) // Бюлл. РМСК по центру и югу Русской платформы. М., 2009. С. 111–121.

N.G. Sudakova

CURRENT CONTROVERSIAL ISSUES IN GLACIAL STRATIGRAPHY AND PALAEOGEOGRAPHY IN CENTRAL RUSSIA

Problematic issues in stratigraphy and palaeogeography of glacial ages concern ambiguous views on the amount, ages and spatial limits of ancient ice covers. Author's complex studies of key geological sections provided grounds for stratigraphic position of the Okian (Early Neopleistocene), Dnieprovian (MIS-8), Moscovian (MIS-6) and Kalinian (MIS-4) till horizons. Specific lithological features were found for each horizon that can be employed for their diagnostics and correlation purposes. The paper proves the independent status of the Moscovian and Dneprovian glacial epochs, confirms wide expansion of the Okian and Kalinian ice shields and specifies their spatial boundaries.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 72, 2012 г.

ГЕОАРХЕОЛОГИЯ ОЛДУВАЙСКИХ СТОЯНОК ГОРНОГО ДАГЕСТАНА

А.Л. Чепалыга[1], Х.А. Амирханов[2], Т.А. Садчикова[3], В.М. Трубихин[3], А.Н. Пирогов[4]

[1]Институт географии РАН, tchepalyga@mail.ru;
[2]Институт археологии РАН, amirchanov@rambler.ru;
[3]Геологический институт РАН, tamara-sadchikova@yandex.ru;
[4]ЗАО «Ракурс», Москва, an.pirogov@gmail.com

Представлены результаты междисциплинарных исследований недавно открытых стоянок олдовейской культуры в Горном Дагестане (Акушинский район), включая геоморфологию, геологию, литологию, аутигенную минералогию (глауконит), палеонтологию (млекопитающие, моллюски, палинологические анализы), а также палеомагнетизм (эпоха Матуяма, эпизоды Харамилло, Камикатсура и, возможно, Олдовей). Выделена Акушинская свита субаквального (лагунно-морского) и субаэрального генезиса, мощностью до 80 м, залегающая на высотах 1500–1700 м абс. Возраст культурсодержащих слоев – эоплейстоцен (апшерон) в интервале 0,8–1,5 млн. лет и более.

Введение

В последние годы в Северной Евразии были открыты древнейшие палеолитические стоянки с орудиями олдовайской культуры, например Дманиси в Закавказье, Родники на Тамани, а также в Ставропольском крае и в долине Днестра.

В Акушинском районе Дагестана в 2006 г. Х.А. Амирхановым открыта группа стоянок (Айникаб, Мухкай-1, 2, Гегалашур) с олдувайскими орудиями. После первых археологических находок Р.Г. Магомедова и Г.Д. Хангишиева в ходе спасательных археологических работ в 2004 г., Х.А. Амирхановым в 2005 г. было проведено детальное культурно-хронологическое определение этих находок как стоянок олдувайской культуры [Амирханов, 2007]. С 2006 по 2008 гг. планомерные раскопки осуществлялись Северокавказской палеолитической экспедицией Института археологии РАН; с 2009 г. по настоящее время исследования продолжает совместная палеолитическая экспедиция Института археологии РАН и Института истории, археологии и этнографии Дагестанского научного центра РАН под руководством Х.А. Амирханова. С 2007 г. эти раскопки сопровождаются междисциплинарными исследованиями сотрудников ИГ РАН, ГИН РАН, ПИН РАН, ЗИН РАН, МГУ им. М.В. Ломоносова и др. Основная задача этой публикации – предварительное обобщение полученных материалов по геоморфологии, геологии, стратиграфии, палеонтологии, палеомагнетизму отложений олдовайских культурных слоев с целью реконструкции природной среды обитания древнейших в Северной Евразии архантропов.

Геология олдовайских культурных слоев

Многочисленные находки олдованских орудий приурочены к грубообломочной валунной песчано-галечной и алевритово-глинистой толще мощностью 80–100 и более метров.

Наиболее детально изученные стоянки **Айникаб-1** и **Мухкай-1,2** расположены в Акушинском районе Дагестана в пределах междуречной гряды с высотами 1400–1700 м абс. Гряда представляет собой отрог хребта Вацалабек, на междуречье рр. Акуша и Усиша, простирающаяся в меридиональном направлении на расстояние около 4 километров (рис. 1 *а*, *б*). Речные террасы рр. Акуша и Усиша, сложенные галечниками, образуют четкие уровни на относительных отметках 220 м, 145 м и 100 м, ниже по течению выражены более низкие террасы высотой 50 м и 25 м над современным руслом реки.

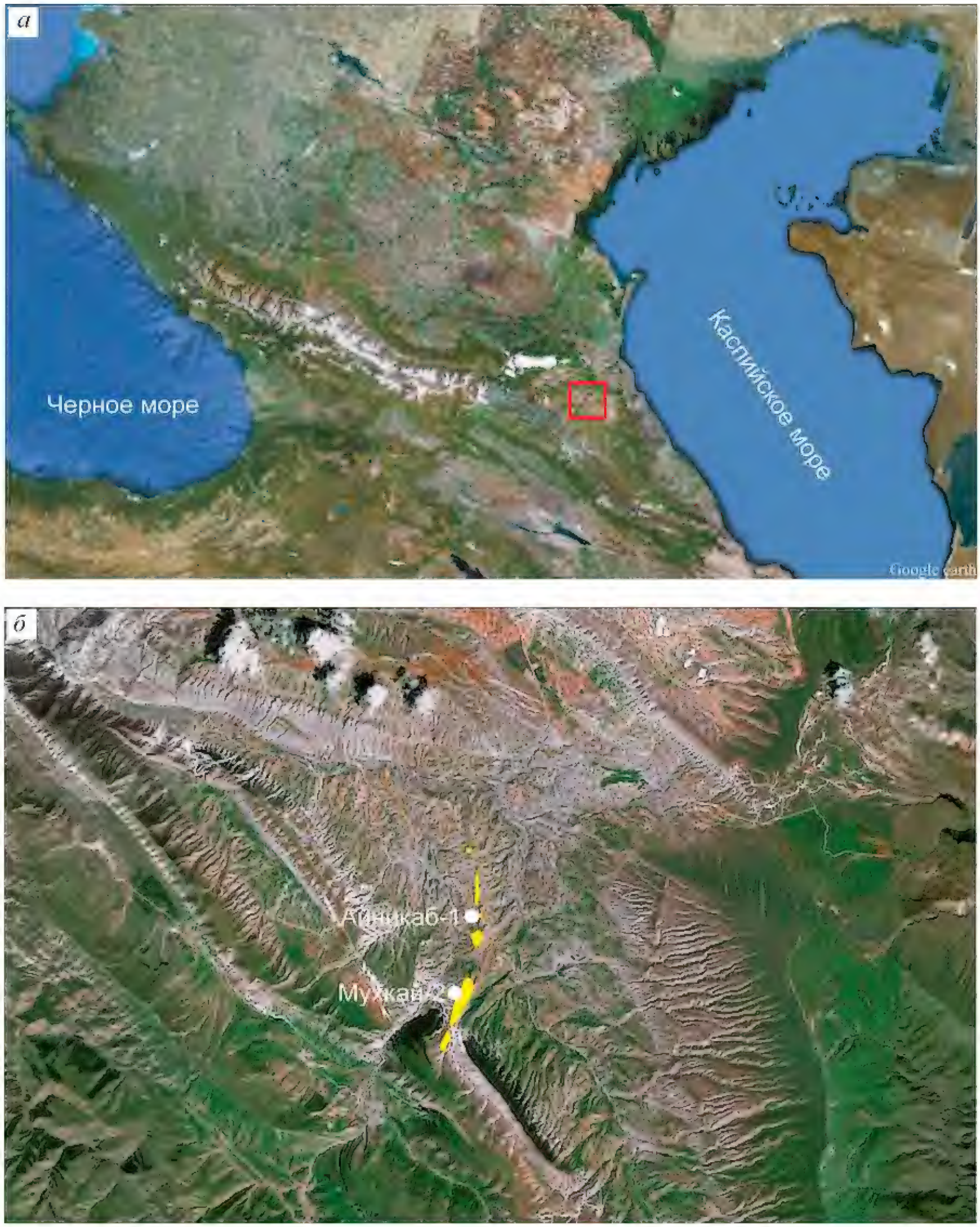


Рис. 1. Географическое положение Акушинской свиты и стоянок олдовайской культуры. Космический снимок (http://www.google.ru/earth/)

а – Большого Кавказа; *б* – Акушинской впадины

Морфометрические характеристики культуросодержащих отложений. Культурные слои залегают в толще рыхлых отложений на уровне самой высокой террасы 220 м, выстилающей Акушинскую межгорную котловину, расчлененную эрозионными процессами на отдельные останцы (кластеры).

Общая протяженность этих отложений в междуречье рр. Акуша-Усиша составляет 4–5 км, периметр, прослеженный по её цоколю, составляет 13

км, общая площадь рыхлых отложений достигает 0,7 км^2 (70 гектаров). Кровля отложений зафиксирована от высоты 1650 м абс. и снижается при движении на север до 1500 м абс. Цоколь отложений снижается от отметки 1570 м до 1499 м абс.

Поле культуросодержащих отложений в продольном профиле расчленено эрозионными понижениями на 6 отдельных участков или кластеров (рис. 2, *а, б*).

Кластер 1. Мухкай-Гегалашур включает разрезы стоянок Мухкай-1, Мухкай-2, Гегалашур.

Протяженность кластера 1200 × 450 м, площадь: 0,5 км^2, периметр: 3,5 км, максимальная высота поверхности – 1620 м абс. Отметки цоколя отложений понижаются на западном склоне в северном направлении с 1571 м до 1541 м, на восточном от 1574 до 1532 м. Мощность отложений в разрезах Мухкай-2 и Мухкай-1 составляет 80 м. Цоколь в южной части кластера представлен меловыми известняками, в северной части – песчаниками (рис. 3, *а*, *б*).

Кластер 2. Айникаб-2. Периметр по цоколю 1, 6 км, площадь: 0,16 км^2, максимальная высота – 1555 м. Минимальная абс. высота цоколя отложений – 1515 м. Мощность отложений: 40 м.

Кластер 3. Айникаб-1. Периметр по цоколю: 430 м. Площадь 0,01 км^2. Максимальная абс. вы-

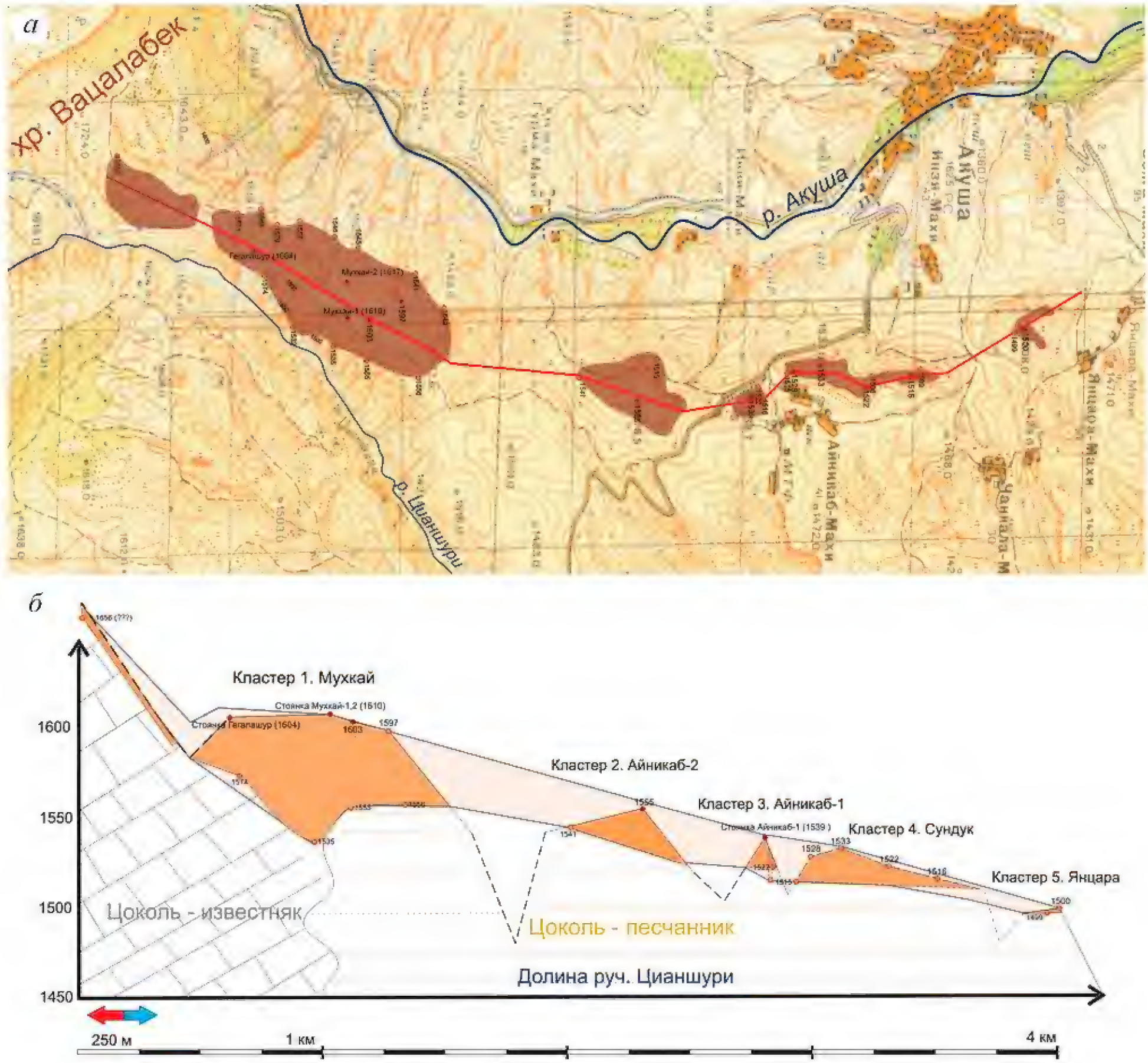


Рис. 2. Расположение кластеров акушинской свиты в междуречье рр. Акуша и Усиша.
а – карта междуречья; *б* – продольный профиль (с юга на север)

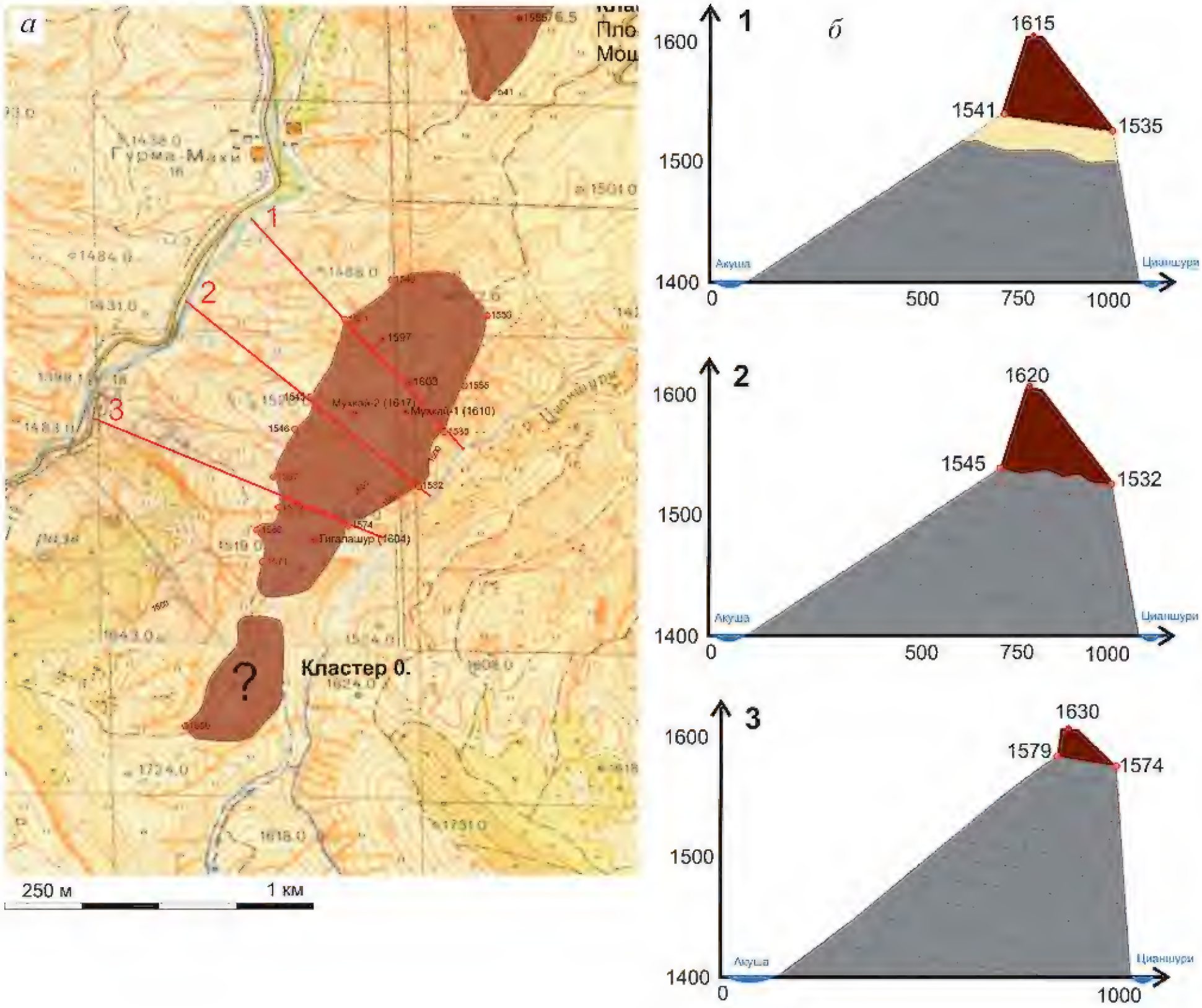


Рис. 3. Поперечные профили кластера Мухкай
а – положение профилей *1*, *2*, *3*; *б* – профили *1*, *2*, *3*

сота 1539 метров, отметка цоколя 1515 м. Мощность отложений: 24 метра.

Кластер 4. Сундук. Периметр по цоколю: 2 км. Площадь: 0,1 км^2. Кластер меридионального простирания, пологонаклонный, максимальная отметка в южной части 1533 метра, в северной – 1516 метров. Отметки цоколя: 1515 м в южной части, 1509 в северной. Максимальная мощность отложений – 24 метра.

Кластер 5. Янцара. Периметр по цоколю: 0,5 км, площадь 0, 01 км^2. Максимальная высота 1500 м, отметка уровня цоколя 1499 м. Отложения свиты представлены фрагментарно.

За пределами междуречной гряды Акуша-Усиша, рыхлая толща имеет более широкое распространение, её площадь достигает нескольких квадратных километров. Возможно и здесь будут обнаружены находки олдовайских орудий.

Акушинская свита

Толща рыхлых отложений имеет все признаки необходимые для выделения в особое стратиграфическое подразделение в ранге свиты (формации): значительную площадь распространения, относительно большую мощность отложений, отсутствие угловых несогласий и значительных перерывов, однотипность отложений, палеонтологические находки разных групп организмов, необходимых для стратиграфии и корреляции, а также специфические литологические характеристики и палеомагнитные данные.

Голостратотип акушинской свиты выделен в разрезе стоянки Мухкай-2 (рис. 4) [Chepalyga et al, 2012, Чепалыга, 2012]. Координаты: N 42°14’447»; E 47°21’350». Высота поверхности +1620 м абс, цоколя +1545 м.

Рис. 4. Обнажение акушинской свиты (верхние 24,0 м) рядом с ее стратотипом Мухкай–2. Чередование прослоев коричневых глин и алевритов со светло-серыми галечниками и песками

Парастратотипы: разрезы стоянок Айникаб-1, 2, Мухкай-1.

В цоколе акушинской свиты с заметным угловым несогласием и размывом залегают слабодислоцированные мезозойские известняки и песчаники (юра–мел). Покровные отложения в изученном районе отсутствуют. Более молодые осадки представлены залегающим с прислонением грубообломочным аллювием плейстоценовых речных террас с относительными высотами 140, 100, 50 и 25 м.

Толща отложений акушинской свиты представляет собой переслаивание субаквальных достаточно тонких осадков и субаэральных галечников и слабо консолидированных конгломератов. Кроме базальной части разреза обломочный материал в основном местного происхождения.

В распределении тонких и грубых пачек разреза наблюдается очевидная закономерность позволяющая разбить толщу отложений акушинской свиты на две части. Нижняя часть начинается с грубых валунных конгломератов (базальная часть), которая вверх сменяется переслаиванием субаэральных и субаквальных отложений. Прослои конгломератов играют подчиненную роль. Кровля этой толщи находится на уровне 37 м от кровли разреза.

Выше, в интервале 37–28 м от кровли разреза, вновь наблюдается насыщенность грубозернистым материалом. Эта толща конгломератов является базальной частью следующего цикла (рис. 5). К ней приурочен основной культурный слой (34–35 м) с костями млекопитающих и олдовайскими орудиями (рис. 6).

Следующий цикл представлен в низах в основном субаэральными тонкими отложениями до уровня 13 м от кровли разреза. Вверх количество конгломератов возрастает и последние 3 м разреза представлены галечниками и брекчиями.

Если судить по палеомагнитным данным, приведенным далее в соответствующем разделе, нижний цикл примерно отвечает нижнему апшерону, а верхний цикл – верхнему апшерону двучленной схемы.

Особенности строения отложений в разрезе голостратотипа Мухкай-2

Отложения разреза стоянки Мухкай-2 вскрыты тремя траншеями общей мощностью 56 м, в том

Рис. 5. Описание разреза Мухкай-2. Вторая траншея. А.Л. Чепалыга и Н.К. Касумова

числе в траншее I – до глубины 24 м (раскоп 2008–2009 гг.), траншее II – 24–36 м (2010 г.), траншее III – 36–56 м глубины.

Верхняя часть разреза до глубины 24 м представлена переслаиванием глинистых алевритов и галечников. Наиболее детально по результатам полевого исследования, проботбора и проведенных анализов изучена средняя часть разреза, начиная с глубины 23,19 м и до 34,25 м. В этой части вскрыта следующая последовательность отложений:

24,99–25,89 м – алеврит глинистый с незначительной примесью песка, желтовато-серой окраски, пятнами осветленный, выбеленный, плотный, лессовидный, с ясно различимой слоистостью (в шлифах); встречен детрит известковых ракушек;

25,99–26,4 м несортированные галечники с гнездами и прослойками глинистых осадков;

26,4–26,80 м – алеврит песчано-глинистый бежево-серый, слабо сыпучий, плотный, слоистый, с пелитоморфным известковым цементом,

Рис. 6. Археологи: Д.В. Ожерельев и Т.И. Таймазов, палеомагнитолог В.М. Трубихин

обилием карбонатного раковинного детрита, фрагментами трубчатых футляров корневых нитей, марганцевыми дендритами микроконкрециями железа-марганца;

26,80–27,54 м – алеврит песчано-глинистый бежево-серый, в средней части более светлый плотный, слоистый, участками комковатый, с литоморфным известковым цементом, карбонатной фауной, обломками ракушняка, столбчатыми прозрачными фрагментами известковых водорослей и карбонатными полыми обломками корневых футляров, обилием микроконкреций Fe-Mn и марганцевых дендритов на поверхности карбонатных включений;

27,54–28,24 м – алеврит буровато-серый, более темной окраски, но по структуре, текстуре и характеру включений в целом не отличается от вышеописанных осадков;

28,24–30,10 м – беспорядочное чередование неровных, не выдержанных по мощности галечников, валунников, песчанистых алевритов; алевритов с галькой и гравием, представляющих, по всей вероятности, аллювиально-делювиальные отложения;

30,10–31,19 м – в кровле буровато-серый алеврит, насыщенный гравием, переходный к вышележащему слою; ниже алеврит буровато-серый, песчано-глинистый, известковистый, микрослоистый, с растительными остатками, микроконкрециями Fe-Mn (до 0,5 мм), Mn-дендритами, фрагментами известковых водорослей; невыдержанной мощности, с многочисленными «карманами» и «западинами», проникающими вглубь нижележащего алевритового прослоя светлой бежево-серой окраски, песчано-глинистого, микрослоистого, с карбонатными включениями, обилием гумусовых частиц, микроконкрециями Fe-Mn (0,5–1,0 мм) и Mn-дендритами, фрагментами известковых водорослей;

31,19–31,69 м – алеврит буровато-серый, опесчаненный, плотный, массивный, неяснослоистый, с карбонатными включениями (3–5 мм), микроконкрециями Fe-Mn (0,5 мм), углефицированными растительными остатками, обилием детрита

известковых раковин. Нижняя граница слоя неровная, западинами и карманами проникающая вглубь нижележащего слоя;

31,69–31,99 м – алеврит буровато-серый, слабо песчанистый, плотный, микрослоистый, с обилием растительной органики, включениями фауны (фораминиферы, остракоды), карбонатными обломками (до 0,7 см в поперечнике) с марганцевыми дендритами на поверхности, большим количеством Fe-Mn-микроконкреций;

31,99–33,19 м – разнородный обломочный материал, в кровле стратифицированы два маломощных прослоя (не более 0,1 м): песчанистого алеврита, и гравелита; ниже мощный слой галечника-валунника, несортированного, неоднородного, рыхлого, с песчано-алевритовой слабо цементирующей массой;

33,19–33,34 м – чередование маломощных (не более 0,1 м) прослоев алевритов и галечников;

33,34–33,44 м – алеврит светлой бежево-серой окраски, комковатый, неслоистый, рыхлый, неплотный (пористо-кавернозный), опесчаненный, с известковыми омарганцованными стяжениями размером 0,3–0,5 см, полыми трубчатыми корневидными известковыми образованиями, прозрачными кальцитовыми фрагментами известковых водорослей, обилием растительного детрита, с переотложенной фауной, микроконкрециями Fe-Mn;

33,44–33,54 м – алеврит глинистый, серовато-бежевый, плотный, с включениями известковых обломков, железо-марганцевых конкреций и дендритов, обилием известковой фауны разной степени сохранности;

33,54–33,64 м – алеврит глинисто-песчаный, серовато-бежевой окраски, массивный, плотный, микрослоистый, с Fe-Mn-конкрециями, карбонатными включениями с Mn-дендритами, крупными обломками раковин моллюсков и переотложенными фораминиферами (утолщенные, сглаженные раковины);

33,64–33,74 м – алеврит глинистый, серовато-бежевый, плотный, слоистый, с Fe-Mn-конкрециями, Mn-дендритами по поверхности карбонатных включений, раковинным детритом, фрагментами известковых водорослей;

33,74–33,99 м – алеврит глинисто-песчаный, серовато-бежевой окраски, массивный, плотный, микрослоистый, с Fe-Mn-конкрециями, карбонатными включениями с Mn-дендритами, крупными обломками раковин моллюсков и переотложенными фораминиферами (утолщенные, сглаженные раковины);

33,99–34,25 м – алеврит песчано-глинистый, серовато-бежевой (палево-желтой) окраски, плотный, с отчетливо различимой тонкой горизонтальной слоистостью, с включениями песчаных зерен средне-крупной размерности (0,5–1,5 мм). Встречены известковые трубчатые полые корневидные образования, прозрачные столбчатые реликты известковых водорослей, микроконкреции Fe-Mn-оксидов.

В шлифе под микроскопом можно видеть микрослоистость осадков, разнозернистую песчано-алевритовую или алевро-глинистую структуру основной массы, с включениями известковых окатанных обломков, значительно превышающей размерности. В составе песчаных зерен (разной степени окатанности): кварц, кремнистые породы, полевые шпаты, из акцессорных преобладает циркон (отмечен также рутил); встречены микроконкреции Fe-Mn-оксидов. Особый интерес представляет обнаружение глауконита, терригенного и, не исключено – аутигенного генезиса. Из биогенных компонентов, прежде всего, следует отметить обилие кальцитовых трубчатых полых образований (в поперечнике имеют форму круглых колец), представляющих собой, по всей вероятности, сохранившиеся остатки известковых водорослей вида «сине-зеленых». Они же обнаружены в отмытых на фауну препаратах во фракциях до 1,0 мм, в виде прозрачных столбчатых или игольчатых образований; одиночные и спаянные в колонии формы. В шлифах также обнаруживается разнообразная фауна: удлиненные створки раковин, предположительно остракод, и округлые шаровидные, с камерным строением, фораминиферы, обломки крупных створок моллюсков.

В отмывках много карбонатных терригенных включений слабо сглаженной формы, размером 1,0–3,0 мм (реже – до 5,0–7,0 мм), часто с рисунком Mn-дендритов и Fe-Mn микроконкрециями. По всей вероятности, это размыв более древних (меловых) известняков, предположительно доломитизированных, о чем свидетельствует плохая растворимость в холодной 2 %-ной HCl.

Литолого-минералогическая характеристика отложений разреза Мухкай-2

Отложения разреза Мухкай-2 представлены ритмичным чередованием литологически разных типов осадочных пород: тонко-мелкозернистых песков, алевритов, алевроглин в одних слоях и грубо-крупнозернистых гравийно-галечниковых и валунно-галечниковых образований – в других.

Алевриты по преимуществу буровато-серой, бежево-серой и светлой палевой окраски характеризуются относительно хорошей сортировкой терригенного материала, незначительной примесью песчаных зерен (в пределах 15–20, редко 30–40%), высокой глинистостью (свыше 50%, а в отдельных случаях до 70–80% пелитовой со-

ставляющей); тонкой горизонтальной слоистостью, микрослоистостью, отчетливо различимой в шлифах под микроскопом; пелитоморфным карбонатно-глинистым цементом; присутствием прозрачных скелетных форм известковых водорослей (предположительно вида «сине-зеленых»); обилием микроконкреций Fe-Mn-оксидов (диаметром около 0,5–1,0 мм) и Mn-дендритов; почти повсеместно обнаруживается растительный детрит и гумусовый материал. В составе песчаных зерен кварц, плагиоклазы, полевые шпаты, кварциты, кремни, доломитизированные известняки, акцессорные минералы представлены преимущественно цирконом, рутилом. Встречаются темноцветные слюды и глауконит. В большинстве горизонтов обильно представлена фауна остракод и фораминифер, при этом, наряду с переотложенными из более древних горизонтов утолщенными сглаженными и окатанными формами, встречаются тонкостенные хорошо сохранившиеся местные виды, также в большом количестве детрит раковин моллюсков. В интервале 3,0–4,0 м верхней части разреза отмечен глинисто-песчанистый алеврит (или глинистый алевропесчаник), сцементированной кальцитовым цементом пойкилитовой структуры, с обилие фауны разной степени сохранности, слабой сортировкой (40–45% песка, 10–15% алеврита, около 40% тонкого пелита) и относительной окатанностью терригенного материала, имеющий облик многократно описанных в литературе образований вида прибрежных баров. Здесь же обнаружены довольно крупные хорошо оформленные пластины глауконита изометричной формы. Мощность прослоев песчано-алевритового и глинисто-алевритового состава неоднородна на всем протяжении разреза: она меняется от 0,15–0,20 м до 0,7–1,0 и даже до 2,0 м (в интервале глубин 9,5 м до 23,0 м) в верхней части толщи, а в средней вновь сокращается до 0,1– 0,4 м, реже 05,–07 м.

Горизонты гравийно-галечниковых и валунно-галечниковых отложений периодически прерывают толщу алевритов, залегая с размывом, образуя неровные контакты с нижележащими слоями. Для обломочного материала характерна средняя окатанность и грубая сортировка, размеры валунов в отдельных горизонтах достигают 20 см в поперечнике (рис. 7); в составе галек местные породы: известняки, песчаники, кремни, кварц и др. В пачках грубообломочного материала встречаются гнезда песка и прослойки глинистых алевритов. Содержание грубого галечникового материала достигает 30–40% в отдельных горизонтах, при общей тенденции гранулометрического состава 15–20% гравия и галек, 50–70% песка, 10–15% алеврита и приблизительно столько же тонкопелитовой составляющей. Мощность гравийно-галечных горизонтов крайне невыдержанная, меняется от десятых долей до 1,0 м и более (в кровле толщи отмечен галечник свыше 2,5 м мощности), прерывается незначительными маломощными прослоями алевропесчаников и алевритов. В интервале 13,5–23,0 м доля грубого материала резко снижается и осадки характеризуются почти исключительно песчано-алеврито-глинистым составом, но в нижней части толщи вновь появляются грубо песчано-гравийно-галечниковые горизонты разной мощности, вплоть до образования двухметровой пачки галечника-валунника, с гнездами и прослоями песка и алеврита.

Глинистые минералы и глауконит. Состав тонкодисперсной фракции (< 0,001 мм) осадков разреза, изученный методом рентгеновской дифрактометрии (в природноориентированных, насыщенных этиленгликолем и прокаленных при 550°С препаратах, более, чем на 10 образцах из разных слоев), характеризуется идентичным набором глинистых минералов по всему разрезу. Преобладающим компонентом смеси является слюда, в меньшем количестве повсеместно присутствует гетерогенный тонкодисперсный смешанослойный иллит-смектит (с содержанием иллитовых слоев 60–80 %), обнаружены также следы каолинита. Наибольший интерес в данной минеральной ассоциации представляет смектит, предположительно аутигенный либо сильно измененный терригенный, образование которого в слабощелочных водоемах происходит по известной схеме А.Г. Коссовской: триоктаэдрические слюды → иллит → смектит. [Коссовская и др., 1971; Дриц, Коссовская, 1990]. Смешанослойный сильно неупорядоченный тонкодисперсный иллит-смектит изученных осадков дает нечетко выраженный расширенный пик в области первого базального отражения 13,5–15,2 А на дифрактограмме природного препарата, в области 16,8–18,4 А – насыщенного препарата, и в области около 10 А – прокаленного препарата. Сравнение конфигурации пиков смектитовых минералов из разных слоев разреза позволило отметить некоторую особенность: в нижней части толщи иллит-смектит значительно более упорядоченный, чем в вышележащих слоях, что выражается более четкой рисовкой пика первого базального отражения, его большей симметрией и интенсивностью. Для сравнения приведены дифрактограммы обр. 30 с глубины ~ 34, 0 м в подошве нижнего слоя (рис. 8, а) и образца 14 из слоя, расположенного в интервале 31,70–32,0 м (рис. 8, б).

Можно предполагать, что изначально гетерогенные иллит-смектиты, образованные в слабощелочных условиях морского (либо слабо осолоненного) бассейна, впоследствии подвергались

Рис. 7. Отбор палеомагнитных, литологических и палентологических образцов в траншее 3, глубина 42 м. Руководитель исследований – Х.А. Амирханов, палеомагнитолог – В.М. Трубихин, палеогеограф – А.Л. Чепалыга

значительным изменениям, разрушения структуры под воздействием активной растительной органики в обстановке обмеления и опреснения водоема. Поэтому в нижней части разреза можно видеть иллит-смектит более совершенной структуры, чем в вышележащих слоях. Из этого следует, что морские условия, отмечаемые в нижней части разреза, периодически сменяются все более опресненными.

Проблема идентификации аутигенного глауконита в морских осадках различных геологических эпох на протяжении последних лет остается весьма актуальной. Глауконит – слоистый Fe, Mg, Al-силикат группы гидрослюд, переменного состава, встречается в виде пластинчатых и зернистых агрегатов зеленого цвета, хрупкий, твердость 2–3, неустойчив в условиях выветривания, разрушается с выделением гидрооксидов Fe. Большинство исследователей, занимавшихся детальным изучением минерала (И. В. Николаева, В.И. Муравьев, Г.Ю. Бутузова, Н.В. Лисицина, А. Р. Гептнер, Т.А. Ивановская и др.) его состава, кристаллографи-

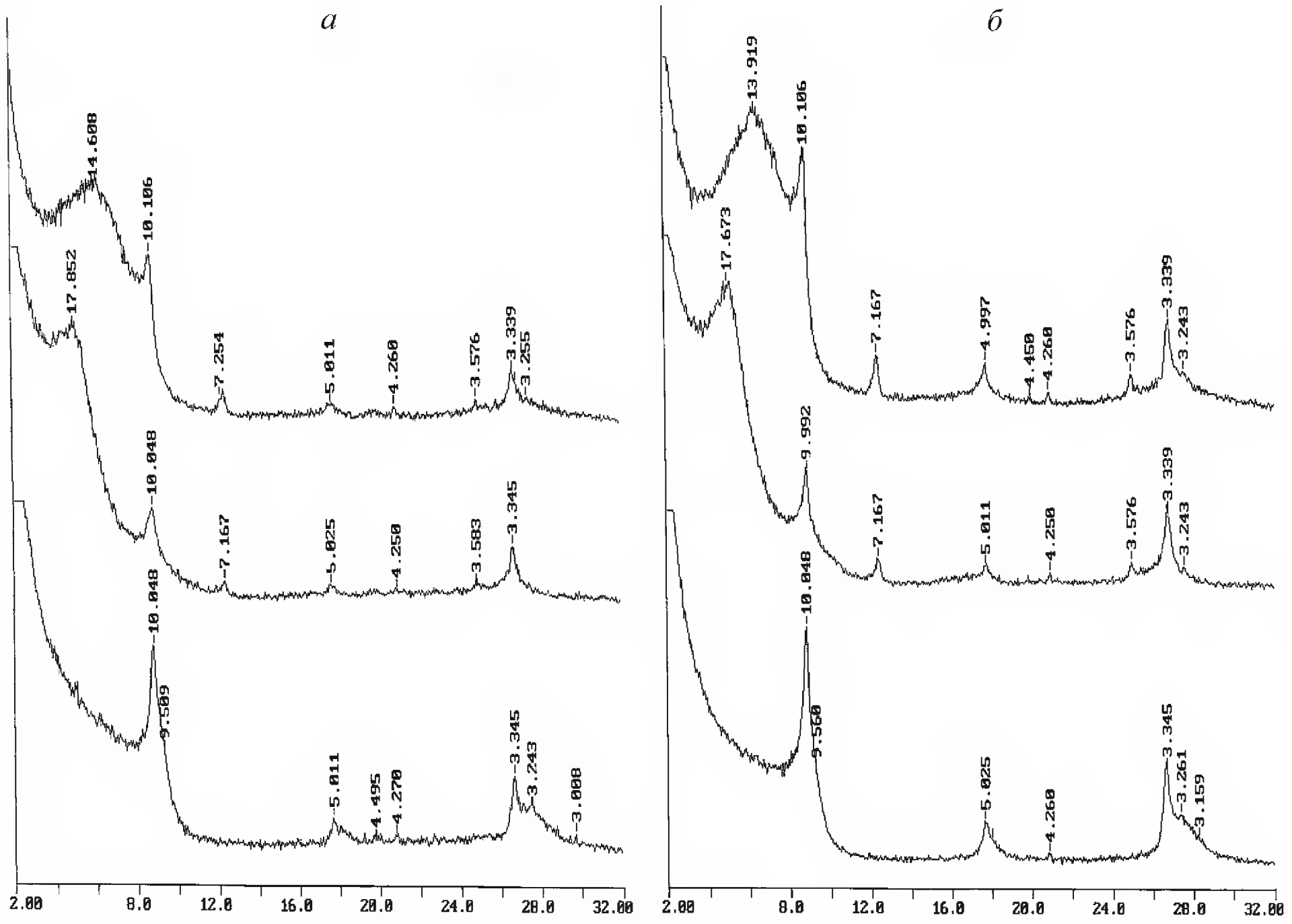


Рис. 8. Дифрактограммы состава глин из интервалов: *а* – 34, 0–35,0 м, *б* – 31,70–32,0 м, для природных, насыщенных глицерином и прокаленных при 550С препаратов

ческой структуры, морфологии зерен, генетической приуроченности, не без основания считают его минералом морского генезиса и предполагают использование в качестве минерала-индикатора морских условий, что наряду с видовым определением фауны и наличием остаточных сульфатных и хлоридных ионов позволяет, с достаточной степенью достоверности, делать выводы о солености либо опресненности бассейна седиментации. При этом важно отличать аутигенный глауконит, образовавшийся непосредственно в данное время и в данном месте от глауконита терригенного, переотложенного из более древних морских толщ. Особое внимание уделяется изучению морфологии зерен: размеров, формы, микротрещиноватости, степени изменения, каемок регенерации и т.д. В настоящей работе глауконитовые минералы изучены при большом увеличении с помощью анализатора изображения KS-400 (электронно-оптическая система Zeiss Axiolab), что позволило детальнейшим образом визуально исследовать и генетически идентифицировать минеральные зерна.

Глауконит встречается в субаквальных осадках на протяжении всего изучаемого разреза, но в малых количествах и морфологически агрегаты его достаточно однообразны: преобладают мелкие зерна, хорошо окатанные либо частично сколотые, с заветренной ожелезненной поверхностью, часто со следами постседиментационного преобразования (рис. 9 *а*, *б*). Это минералы, по всей вероятности терригенного генезиса, перемытые и переотложенные. Но в отдельных слоях, в частности в интервале 3,0–4,0 м верхней части толщи, встречены минералы иного морфологического облика (рис. 9 *в*, *г*). В первую очередь бросаются в глаза размерность и многообразие форм минеральных агрегатов. Чаще всего это достаточно крупные пластины или округлые сферолитоподобные зерна, значительно превышающие размер преобладающей фракции осадка. Окатанности как таковой не наблюдается, пластины часто изометричные, бесформенные, иногда проникающие «заливами» в пустоты между зернами прочих минералов. Форма минеральных индивидов и преобладающие размеры частиц ха-

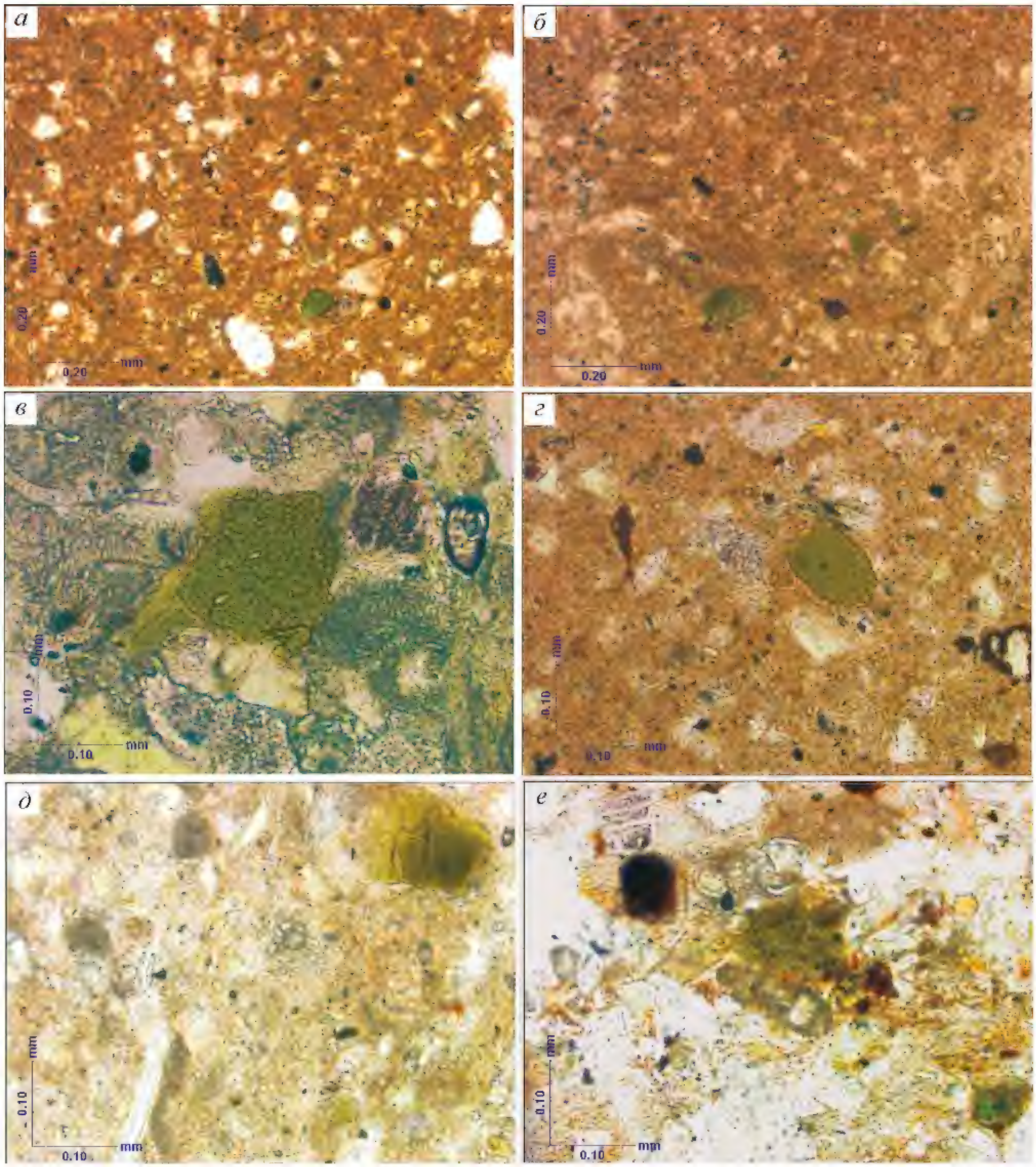


Рис. 9. Глауконит в морских осадках разреза Мухкай (интервалы: *а* – 31,19–31,69 м; *б* – 33,64–33,74 м, *в* – 3,0–4,0 м; *г* – 24,99–25,89 м) и разреза Дарвагчай, бакинский ярус (*д*, *е*)

рактерны для аутигенных минералов. Окраска, как правило, интенсивно-зеленая, поверхность свежая, без видимых следов разложения, в то же время иногда можно наблюдать образование светлых каемок по периферии минерала, т.е. процесс глауконитообразования осуществлялся непосредственно in situ. Известно, что глауконит – минерал достаточно хрупкий, неустойчивый к разрушению и ожелезнению, в процессе перемыва и транспортировки осадка зерна должны были бы крошиться, сглаживать-

ся, округляться под воздействием более твердых частиц других минералов. Поэтому нахождение глауконита в том виде, в котором он присутствует в морских отложениях изученного разреза, для терригенного минерала было бы маловероятно. Благоприятными для образования глауконита являются только морские условия, ибо только там создается среда, благоприятная для его кристаллизации из Fe-Si-геля, хемогенным или биогенно-хемогенным путем – это уже другой вопрос [Дриц, Коссовская, 1991; Гептнер, Ивановская, 1998; Николаева, 1977; Муравьев, Дайняк, Головин, 1985]. Аутигенный глауконит (рис. 9 *д*, *е*) нами установлен ранее в несомненно морских фаунистически охарактеризованных бакинских слоях с *Didacna parvula, D. rudis* из археологической стоянки Дарвагчай (ашель) и в карангатских морских отложениях долины р. Дона в устье Каменной балки (палеолитическая стоянка). Таким образом, основываясь на приведенных данных, можно с достаточной степенью достоверности утверждать, что в эоплейстоценовых осадках разреза Мухкай встречается аутигенный глауконит, и может использоваться, наравне с морской фауной, в качестве одного из критериев солености бассейна – солоноватоводного, близкого к апшеронскому.

Генезис акушинской свиты

В разрезе Мухкай-2 прослеживаются существенно различающиеся обстановки осадконакопления. Тонкие горизонтально слоистые алеврито-глинистые осадки, несомненно, субаквального происхождения, накапливались в мелководных водоемах со спокойным гидродинамическим режимом. Периодические изменения уровня Мирового океана приводили к значительному обмелению и даже осушению водоемов, и развитию почвы на поверхности осадка, о чем свидетельствует наличие известковых водорослей (эфемеры, развивающиеся в периоды увлажнения) и реликтов корневых нитей (почвенная растительность). Обнаружение аутигенного глауконита, также как и формирование тонкодисперсного иллит-смектита, свидетельствует в пользу морских и солоноватоводных бассейнов. В периоды сильного обмеления морских водоемов речные артерии фронтально продвигались далеко в акваторию бассейна, протяженность русловых отложений увеличивалась, разгрузка дельтовых наносов осуществлялась в значительном удалении от прежней береговой линии. Поэтому субаквальные тонкодисперсные бассейновые осадки данного разреза время от времени перекрываются гравийно-галечными и валунно-галечными аллювиальными отложениями.

Морской генезис подтверждают результаты изучения Н.Ю. Филипповой (ГИН РАН) нанофитопланктона (динофлагеляты) из верхов акушинской свиты (верхняя часть траншеи 1),. Встреченная циста Spiniferites ramosus-group (рис. 10, *а*) принадлежит к группе таксонов с широким диапазоном

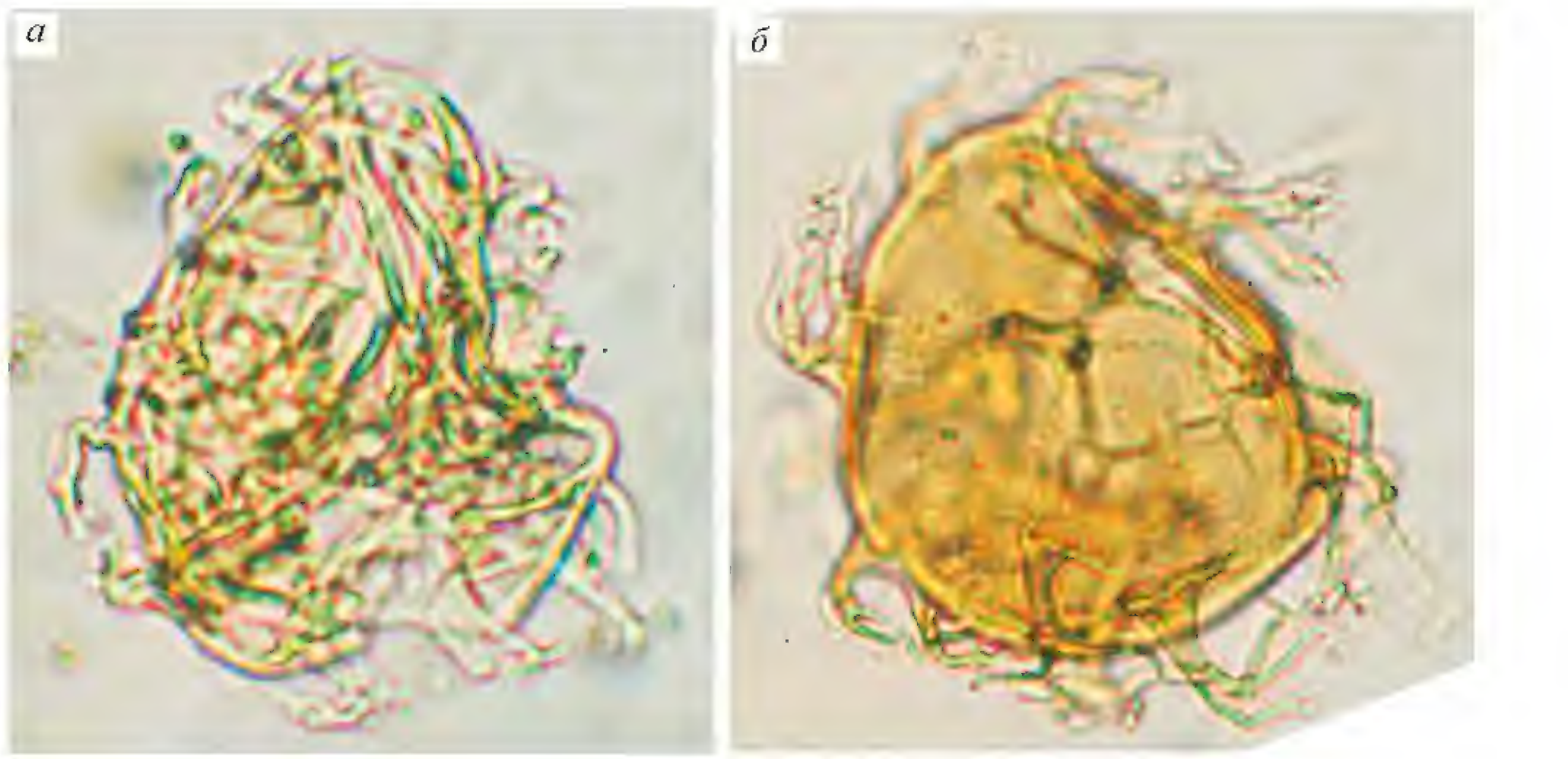


Рис. 10. Нанопланктон: *а* – Spiniferites ramosus; б – Spiniferites sp

обитания – от прибрежных условий до открытоморских (внешний шельф). Морфологические особенности встреченного экземпляра, а именно редуцированные выросты, дают возможность предположить существование пониженной солености бассейна (солоноватоводный–полуморской). В этой же пробе встречена предположительно автохтонная толстостенная циста Spiniferites sp. (рис. 10, *б*) паннонского типа. Группа толстостенных и чрезвычайно разнообразных видов и подвидов Spiniferites характерна для позднепаннонских отложений Паннонского бассейна (Suto-Szentai, 1988, 2000), формировавшихся в условиях пониженной солености. Сходные толстостенные морфотипы Spiniferites sp. были отмечены и в акчагыльских–апшеронских отложениях северо-западного Прикаспия (скважина Лагань, Калмыкия).

Палеонтология

Палинокомплексы голостратотипа Мухкай-2. Г.Н. Шиловой проанализировано 38 образцов из верхней части разреза в интервале от 0,60 до 23,0 м. Составлена спорово-пыльцевая диаграмма, выделено 9 палинокомплексов.

I палинокомплекс выделен на глубине 0,60–1,50 м. По сравнению с предыдущим комплексом значительно увеличивается количество пыльцы берёзы (до 23–30 %). Много пыльцы сосны (35 %), единична пыльца тёмнохвойных пород (ели, тсуги). Широколиственные породы представлены пыльцой граба, дуба, липы, лещины, ореха, вяза. В группе травянистых присутствует пыльца астровых. Цикориевых, норичниковых, маревых, полыни, которые большей частью входили в состав скально-осыпных фитоценозов.

По палинологическим данным фиксируется изменение флоры и климата. При широком распространении сосновых лесов берёзовые редколесья стали занимать большие площади, что могло быть вызвано похолоданием в горах.

II палинокомплекс выделен на глубине 1,50–2,70 м. Обильна пыльца сосны, единична пыльца тёмнохвойных пород (ели, пихты, тсуги), берёзы, ольхи и широколиственных пород (граба, дуба, липы, лещины). Травянистые представлены пыльцой астровых, цикориевых, скабиозы, гераниевых, маревых.

По горным склонам широко распространялись сосновые леса; тёмнохвойные леса и скально-осыпные фитоценозы занимали небольшие участки. Дубово-грабовые леса с липой и подлеском из лещины были на средних и нижних поясах гор.

Отложения могли формироваться во время плювиала при умеренно-влажных и несколько прохладных условиях.

III палинокомплекс выделен на глубине 2,70–5,15 м. Увеличивается количество пыльцы широколиственных пород. В образцах 8 и 10 оно превышает количество пыльцы хвойных пород (сосна, ель, тсуга, можжевельник). Широколиственные породы представлены пыльцой граба, бука, липы, клёна, ореха, лещины, дуба, вяза, грабинника, хмелеграба, каркаса, шелковицы. Пыльца липы обильна и составляет 15–26 %. В отдельных образцах встречается пыльца магнолии. Мелколиственные породы представлены пыльцой берёзы и иногда – ольхи.

В группе травянистых единична пыльца астровых, цикориевых, скабиозы, валерьяновых, полыни и маревых, чаще всего произрастающих на щебнистых и каменистых склонах, а также гераниевых, зонтичных, характерных для субальпийских лугов. Прибрежно-водные растения (нимфейные, рдестовые) являлись обитателями небольших водоёмов и озёр. В группе спор отмечены споры папоротника рода Osmunda и споры сфагновых мхов.

В это время в регионе широко распространялись дубово-грабовые леса с липой, с орехом, с подлеском из лещины в средних и нижних горных поясах. В средних и верхних горных поясах были сосновые и буковые леса, в меньшей степени тёмнохвойные леса, берёзовые редколесья, скально-осыпные фитоценозы. Отложения могли формироваться в условиях потепления климата во время плювиала при влажных и тёплых условиях.

IV палинокомплекс выделен на глубине 5,15–7,20 м. Увеличивается количество пыльцы тёмнохвойных пород (ель, пихта, тсуга). Появляется ель секции Omorica. Постоянно присутствует пыльца сосны. Широколиственные породы представлены грабом, липой, клёном, лапиной, каркасом. Из мелколиственных пород отмечены берёза и ольха. В группе травянистых определена пыльца астровых и маревых, которые чаще всего образуют скально-осыпные фитоценозы, а также астрагала и свинчатковых (гониалимон), являющиеся нагорными ксерофитами, полынь. Единичны споры папоротника Filicales.

Широко распространялись сосновые леса, тёмнохвойные леса, берёзовые редколесья, скально-осыпные фитоценозы, нагорные ксерофиты, занимающие средние и, частично, верхние горные пояса. Грабовые леса с липой и клёном были приурочены к средним и нижним горным поясам. В приречных лесах произрастали ольха и лапина. Отложения могли формироваться во время плювиала при похолодании и умеренном увлажнении климата.

V палинокомплекс выделен на глубине 7,20–8,60 м. Хвойные представлены пыльцой сосны и тёмнохвойных пород (ели, пихты, тсуги). Из

широколиственных присутствует пыльца граба, дуба, ореха, мирика, хмелеграба, вяза, лещины. Единична пыльца берёзы и ольхи. Среди травянистых отмечена пыльца астровых, ворсянковых, яснотковых, маревых, полыни.

Средние и, частично, верхние пояса горных склонов были заняты тёмнохвойными лесами, сосновыми лесами, скально-осыпными фитоценозами. Дубово-грабовые леса с орехом и хмелеграбом распространялись по средним и нижним горным поясам. По ущельям, в приречных лесах присутствовали ольха, вяз, лапина. Отложения могли формироваться во время плювиала при некотором похолодании и умеренном увлажнении климата.

VI палинокомплекс выделен на глубине 8,60–14,0 м. Хвойные представлены пыльцой сосны, тсуги и можжевельника. Из мелколиственных присутствует пыльца берёзы и ольхи. Разнообразны широколиственные породы – граб, дуб, хмелеграб, шелковица. Среди травянистых единична пыльца астровых, цикориевых, ворсянковых, маревых, чаще всего обитающих по скальным и щебнистым грунтам. Присутствуют споры плаунов - спутников хвойных лесов.

По горным склонам распространялись сосновые леса с участием берёзы, с покровом из трав и плаунов, редколесья из можжевельника, скально-осыпные фитоценозы. Средние и нижние пояса гор были заняты дубово-грабовыми лесами, по ущельям и вдоль рек росла ольха и шелковица. Отложения могли формироваться во время плювиала в умеренно-влажных и тёплых условиях.

VII палинокомплекс выделен на глубине 14,0–16,5 м. Среди хвойных кроме пыльцы сосны появляется пыльца тёмнохвойных пород (ели, пихты, тсуги, можжевельника). Присутствует пыльца мелколиственных – берёзы, ольхи. Широколиственные породы представлены пыльцой граба и вяза, а также лещины, шелковицы, характерных для приречных и тугайных лесов. В группе травянистых отмечена пыльца астровых, цикориевых, ворсянковых, маревых, полыни, большая часть которых входит в состав скально-осыпных фитоценозов.

В средних и частично верхних горных поясах преобладали сосновые и тёмнохвойные леса и редколесья из можжевельника и каркаса, а также скально-осыпные фитоценозы. Средние и нижние пояса гор были заняты грабовыми лесами. Отложения могли формироваться во время плювиала при некотором похолодании и меньшей влажности.

VIII палинокомплекс выделен на глубине 16,5–19,0 м. Увеличивается количество и разнообразие пыльцы широколиственных пород – граба, дуба, бука, хмелеграба, каркаса, ореха. Из хвойных постоянно присутствует пыльца сосны, пыльца тёмнохвойных пород (ели) встречается редко. Травянистые представлены пыльцой астровых, примуловых (Cyclamen, растёт в буковых лесах), горечавки (растёт в смешанных лесах на горных склонах), маревых (кохия растёт по песчаным берегам рек, терескен, марь – по каменистым и щебнистым склонам), прибрежно-водных растений.

Широко распространялись дубово-грабовые леса с участием ореха и хмелеграба, предпочитающие средний и нижний горный пояс. Средние и, частично, верхний горные пояса были заняты сосновыми, буковыми лесами и скально-осыпными фитоценозами. Отложения могли формироваться во время плювиала (увлажнения) в условиях умеренно-тёплого климата.

IX палинокомплекс выделен на глубине 19,0–23,0 м. Постоянно присутствует пыльца сосны. Иногда в большом количестве отмечена пыльца астровых (до 7 форм). Астровые могут произрастать в степных, лесостепных и лесных сообществах (пижма, бодяг, лопух, серпуха, тысячелистник) или входить в состав скально-осыпных фитоценозов (амброзия, наголоватка). Единична пыльца тёмнохвойных – ели, пихты, тсуги, широколиственных пород – граба, грабинника, бука, вяза, мирики, хмелеграба, а также мелколиственных пород – берёзы, ольхи. В группе трав единична пыльца маревых, ворсянковых. В некоторых образцах отмечены споры папоротника Cryptogramma, плауна Lycopodium sp.

Широко распространились сосновые леса по горным склонам, в средних и верхних поясах были тёмнохвойные леса с покровом из трав, папоротников и плаунов и скально-осыпные фитоценозы. В средних и нижних поясах были широколиственные леса с грабом. Ольха и вяз могли расти вдоль рек, ручьёв и на почвах с избыточным увлажнением. Отложения могли формироваться во время плювиала в умеренно влажных и умеренно холодных условиях.

Полученные палинокомплексы с хвойными и широколиственными породами близки к апшеронским комплексам «лесного» типа VII зоны в разрезе опорной Александрийской скважины (район г. Кизляр) [Маслова, 1960] и к мезофильному комплексу МПК – 5 ар в разрезе Ясамальская долина в Восточном Азербайджане [Филиппова, 1997]. Присутствие пыльцы растений, ныне вымерших на Кавказе, тем более позволяет датировать пролювиальные отложения разреза Мухкай-2 эоплейстоценом (рис. 11, а–б).

Фауна беспозвоночных

Собрано около 100 внутренних ядер раковин наземных моллюсков близких к роду *Helix*. Обнаружены 2 обломка двустворчатых моллюсков – *Pelecypoda*, морского происхождения, из семейства

Рис. 11. Пыльца : *а* – Magnolia grandiflora; *б* – Cryptomeria cf. japonica

Limnocardiidae, возможно, близкие к роду *Apsheronia.* В шлифах часто встречается микрофауна фораминифер и остракод, возможно переотложенная.

Фауна млекопитающих

Фауна млекопитающих культурного слоя на глубине 35 м включает следующие виды: корсакоподобная лисица *Vulpes alopecoides*, зебровидная лошадь *Equus (Allohippus) stenonis*, сложнорогий олень *Eucladoceros* cf *senezensis*, винторогая газель *Gazellospira* sp., горалоподобная антилопа *Gallogoral meneghinii* [Амирханов и др., 2012].

Эта фауна наиболее близка по составу к позднее-виллафранкскому (псекупском) фаунистическому комплексу. Сюда же тяготеет находка зуба южного слона *Archidiscodon meridionalis meridionalis* из села Урма (20 км севернее).

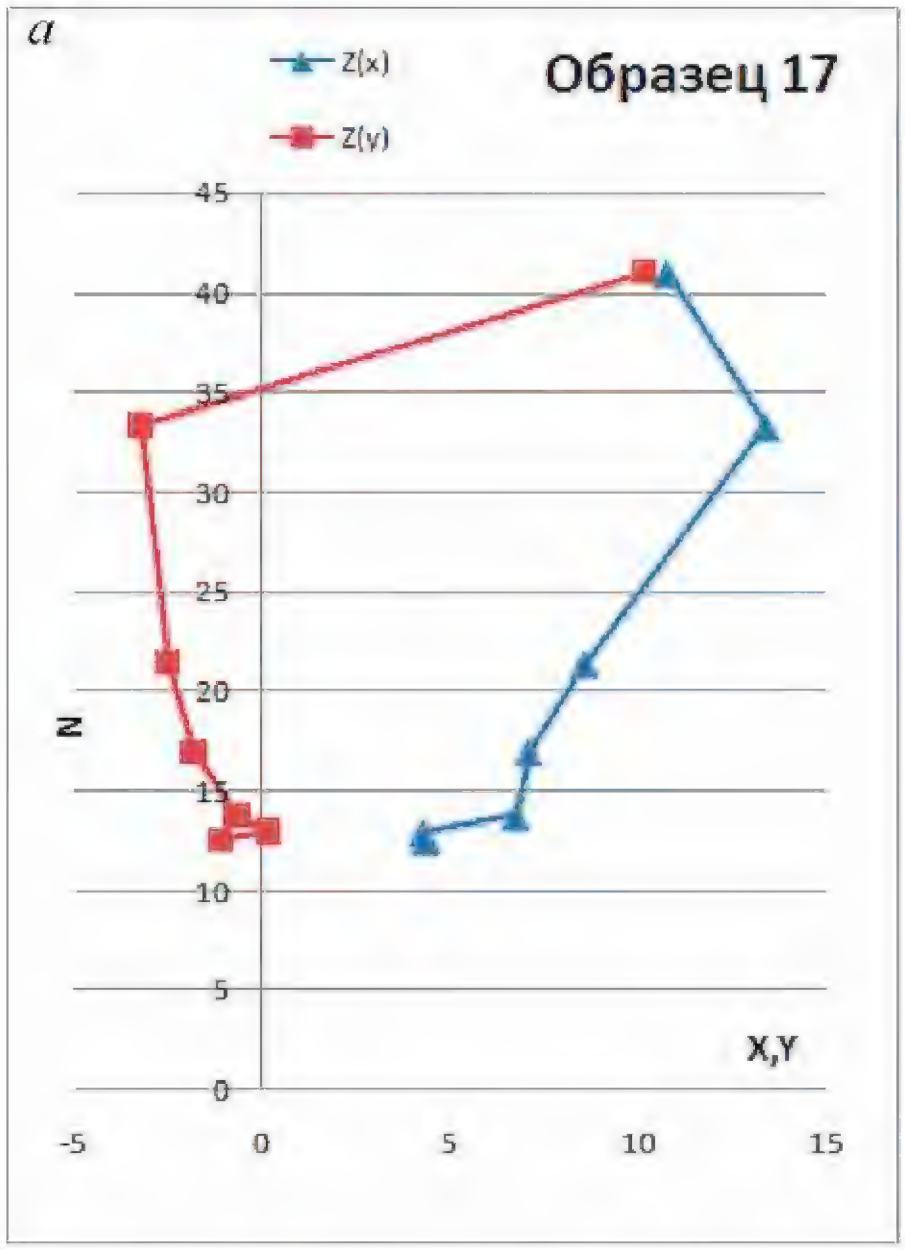
Описание зуба южного слона *Archidiscodon meridionalis Nesti,* выполнено Т.Ф. Обаде (Институт зоологии АН Молдовы). Слон из пос. Урма, Левашинский район, Левашинское плато. Материал представлен фрагментом нижней, правой ветвью нижней с разрушенным фрагментом м2 и полным м3 в фрагменте восходящей ветви. Часть передних пластин второго моляра (м2) стёрты. Судя по фигуре стирания исключается их принадлежность к роду *Elephas* (*Palaeoloxodon*) из-за отсутствия срединных синусов в форме латинской буквы V (в форме борозды) а также к роду *Loxodonta* из-за отсутствия срединных синусов в форме косых, гладких синусов.

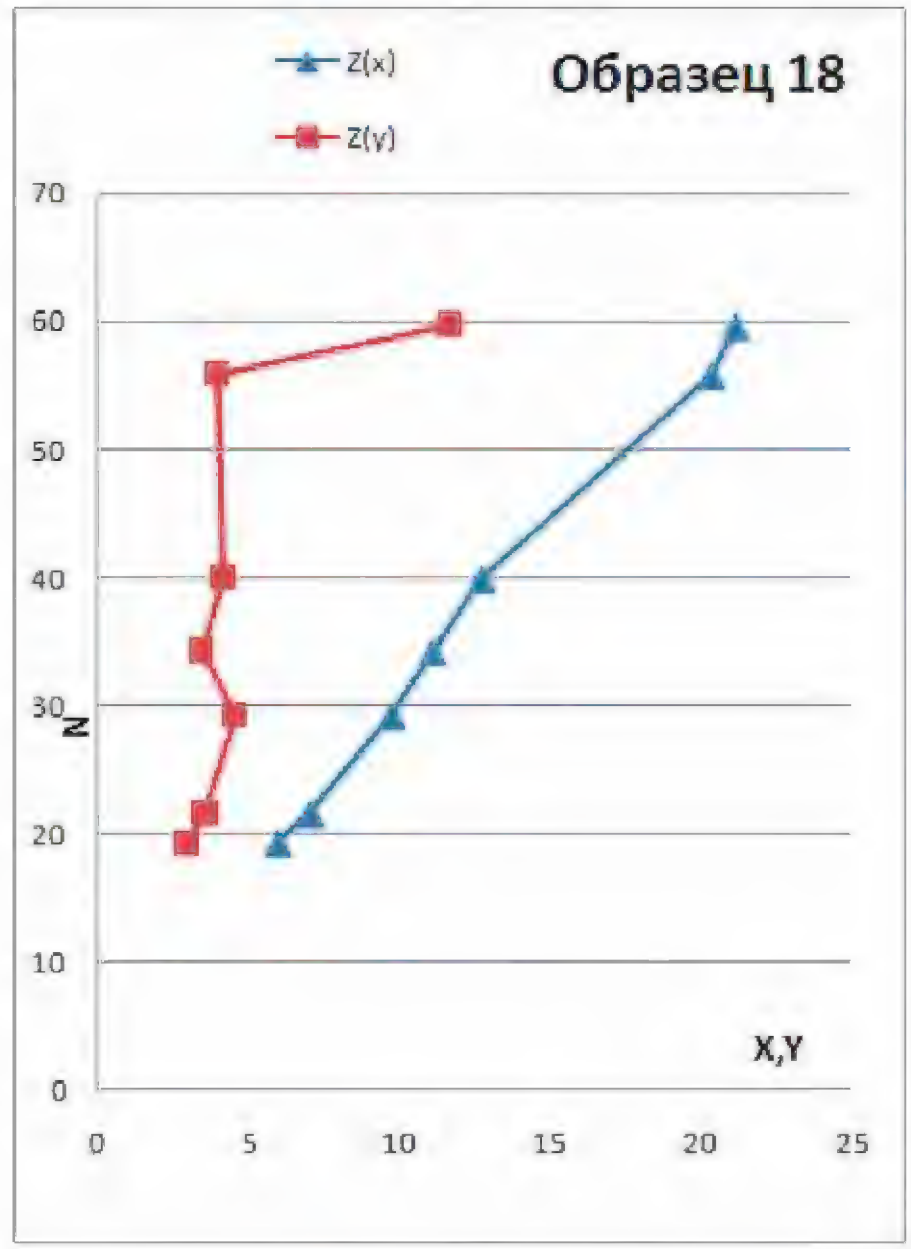
Последний, третий моляр (м3) не затронут стиранием. Он очень массивный и удлинённый (благодаря относительно большому количества пластин – 18 с передними и задними талонами). Имеется архаичный признак – чередование половин одной пластины со срединной части зуба. Более развитые срединные синусы должны формировать антиквоидную фигуру стирания, что навлекает на мысль о возможной принадлежности особи к роду *Loxodonta.*

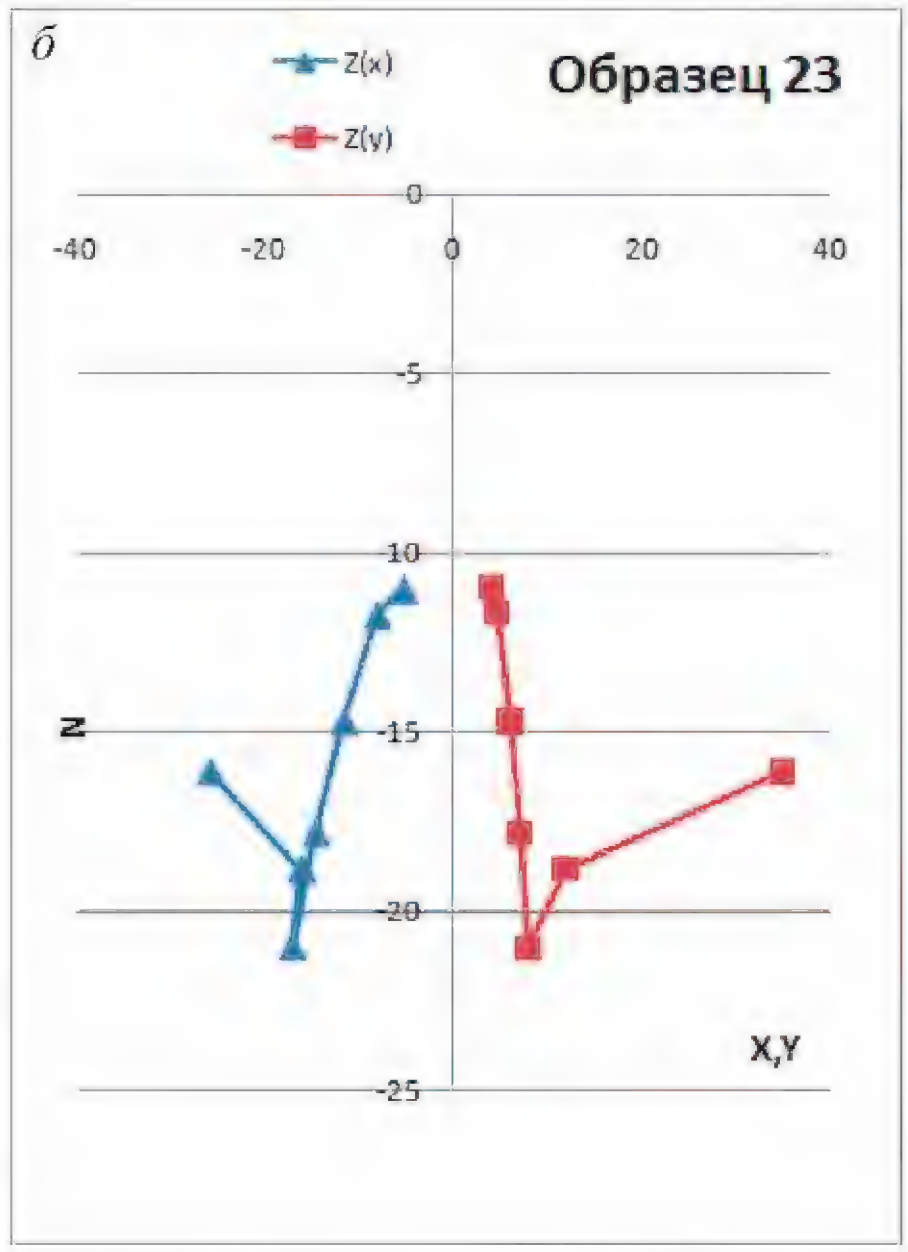
Возраст акушинской свиты

Палеомагнитные данные по разрезу стратотипа Мухкай-2. Палеомагнитные данные получены из разреза стратотипа и парастратотипа. Для изучения разреза Мухкай-2 были отобраны штуфы, ориентированные по горизонтальной площадке «север-юг». Всего было отобрано около 100 ориентированных штуфов. Штуфы распиливались на образцы кубической формы с ребром 2 см, которые и подвергались дальнейшей лабораторной обработке. Измерение естественной остаточной намагниченности проводилось на спин-магнитометре JR-6 чешского производства.

Естественная остаточная намагниченность любой породы в общем случае является векторной суммой намагниченностей разной природы и разного времени образования. Необходимо выделить из нее характеристическую намагниченность, которая и рассматривается, как первичная. Для этого образцы разреза Мухкай были подвергнуты ступенчатому терморазмагничиванию в немагнитном пространстве. Образцы последовательно нагревались до температур 100, 200, 250, 300, 350 и 400°С. По результатам температурной чистки были построены диаграммы Зийдервельда (рис. 12, *а*, *б*). Выяснилось, что образцы выходят







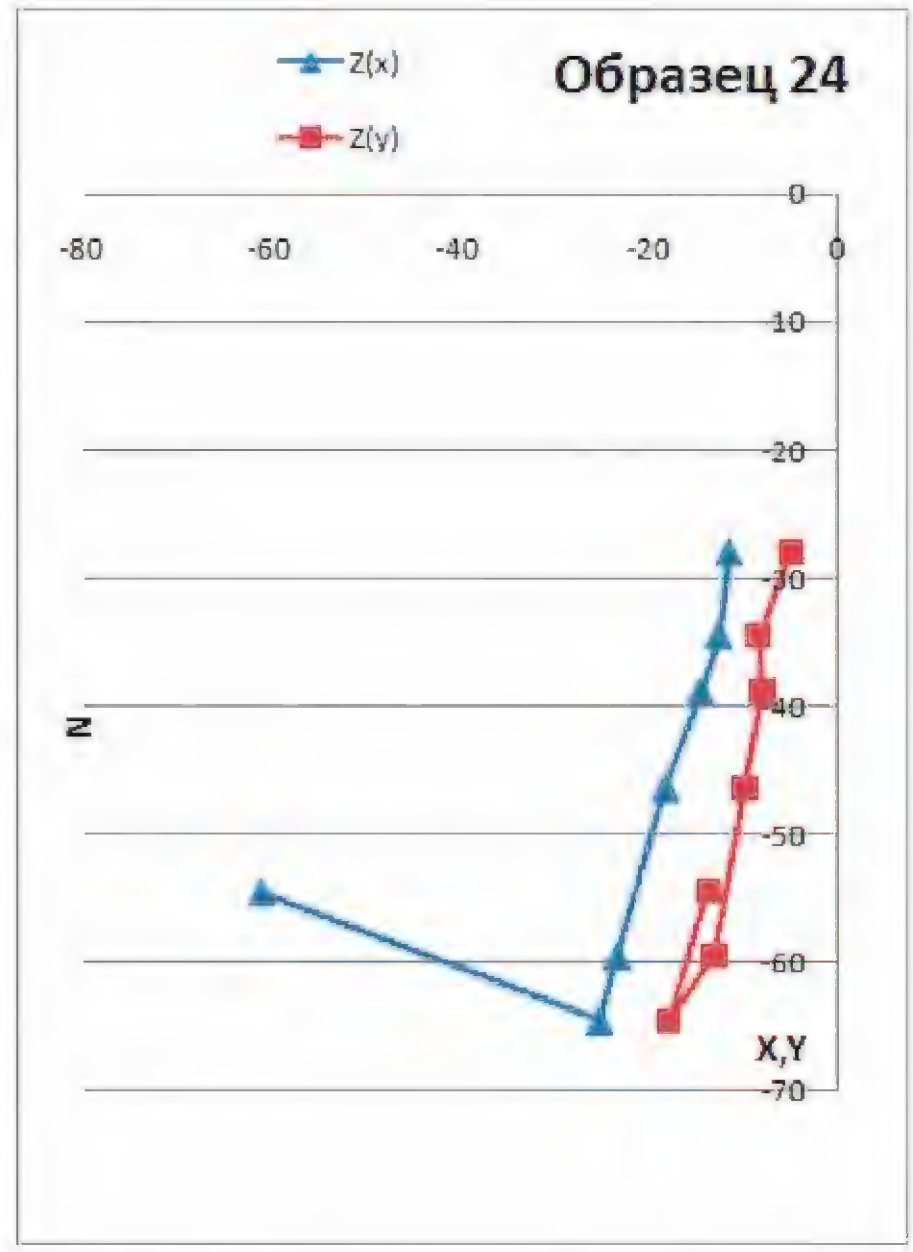


Рис. 12. Диаграмма ступенчатого терморазмагничивания (Зейдервельда)

а – образцы 17 и 18 (интервал глубин 14,0–15,0 м) – интервал прямой полярности эпизода Харамильо; *б* – образцы 23 и 24 (интервал 7,0–8,0 м) – эпоха обратной полярности Матуяма

на характеристическую намагниченность в интервале температур 250–300°С. При нагреве до более высоких температур, часто наблюдается лабораторное подмагничивание, искажающее истинное направление естественной остаточной намагниченности. Поэтому, для построения кривых поведения вектора геомагнитного поля во времени, были выбраны значения склонения и наклонения, полученные при нагреве до температуры 300°С. Нижняя и верхняя части разреза характеризуются обратной полярностью. В средней части разреза располагается мощный (5–6 м) горизонт прямо намагниченных пород. Этот горизонт можно уверенно интерпретировать, как горизонт Харамильо. Дело в том, что в пределах Каспийского бассейна горизонт Харамильо легко устанавливается во всех изученных разрезах, как морских, так и континентальных отложений и имеет возраст 1–0,9 млн. лет. Другие же горизонты, такие, как Кобб Маунтин (~1,2 млн. лет) или Камикатсура (~0,85 млн. лет) и даже Олдувей устанавливаются в разрезах Каспийского бассейна достаточно спорадически и то, только при детальных исследованиях.

В морских отложениях эоплейстоцена Каспийского бассейна горизонт Харамильо располагается в средней части верхнего апшерона двучленной схемы.

Как видно из рис. 12 *а* и *б* в разрезе есть и уровни с аномальным поведением вектора естественной остаточной намагниченности, например, на границах Матуяма – Харамильо и Харамильо – Матуяма. Нельзя исключить, что нам удалось подсечь здесь фрагменты зон перехода от одной полярности к другой. Делювиально-пролювиальные толщи, подобные тем, что слагают разрез Мухкай, характеризуют накопление толщи в целом достаточно длительное время, а слагающие ее пачки могут накапливаться чрезвычайно быстро, тогда фрагменты переходных зон вполне могут сохраниться.

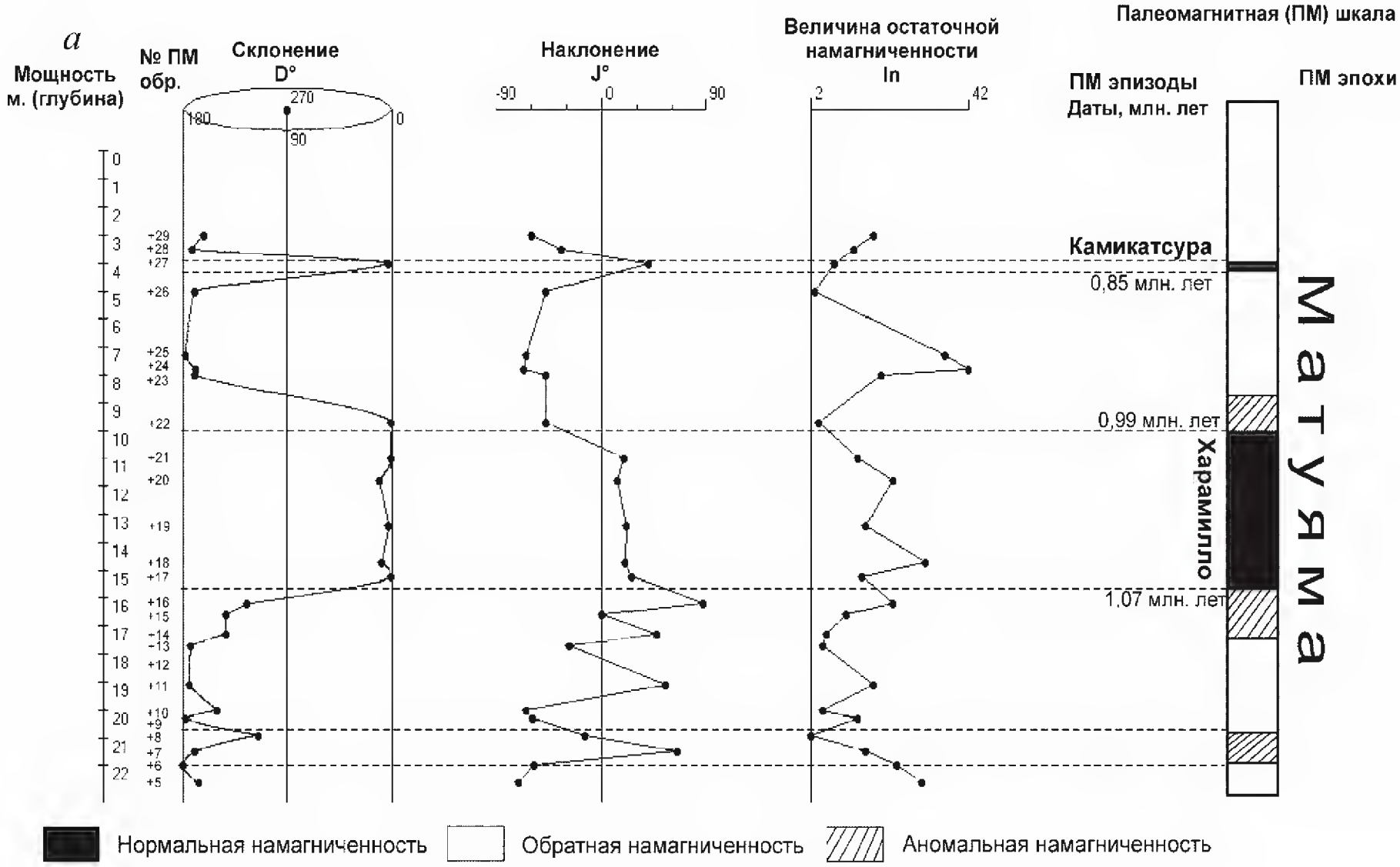
Нельзя также исключить, что интервалы аномального поведения намагниченности на уровнях 1 –2 м, 20 –21 м и 27 –28 м от кровли разреза могут отвечать аномальным горизонтам Кобб-Маунтин и Камикатсура.

Общий объем отложений Акушинской свиты отвечает, вероятно, почти всему апшерону Каспийского бассейна. В разрезе Мухкай-2 горизонт прямой полярности Олдувей, расположенный в подошве нижнего апшерона не установлен, т.к. нижняя часть разреза перекрыта оползнем. Однако, в соседнем разрезе Айникаб [Амирханов и др., 2009], который представляет собой сильно редуцированный аналог разреза Мухкай, в самой его подошве намечается горизонт прямо намагниченных пород, который может отвечать горизонту Олдувей (рис. 13, *а*, *б*).

Парастратотип Айникаб-1. Почти вся нижняя часть парастратотипа разреза Айникаб-1 намагничена обратно в пределах эпохи Матуяма, за исключением одного образца прямой полярности, который предварительно интерпретируется, как эпизод Олдувай. В верхней части разреза обнаружен еще один интервал прямой полярности, представленный, к сожалению, одной точкой. Еще выше отложения намагничены обратно, несмотря на явно аномальный характер выделенного вектора естественной остаточной намагниченности. Интервал прямой полярности в верхах разреза может быть сопоставлен с эпизодом Харамильо. Опыт палеомагнитных исследований эоплейстоцена показывает, что более мелкие элементы палеомагнитной шкалы эпохи Матуяма, типа Кобб-Маунтин, фиксируются чрезвычайно редко и только в очень полных и мощных разрезах. Между тем, горизонт Харамильо можно выделить почти всегда, как бы не был маломощен и фрагментарен изучаемый разрез. Слои ниже эпизода Харамильо имеют возраст, по крайней мере, древнее одного млн. лет. Если учитывать, что эпизод Харамильо имеет возраст 1,1–1,2 млн. лет, а основной разрез залегает ниже эпизода Харамильо, возможно даже ниже эпизода Кобб-Маунтин, то возраст разреза Айникаб удревняется до 1,5 млн лет и более.

Археология олдувайских культурных слоев

Мухкай-2 является многослойным памятником с большим количеством культуросодержащих слоев, разделенных стерильными слоями и прослойками. Разведочными траншеями вскрыто 56,5 м из 80 м раннеплейстоценовой толщи, выделено 129 литологических и 29 культуросодержащих слоев. Установлено наличие в толще непереотложенных культурных уровней обитания (стоянка Мухкай-2, глубина 35 м), где находки обработанных кремней находятся in situ, в четкой стратиграфической связи с костными останками древних животных – пищевыми отходами обитателей стоянки. Археологическая коллекция с различных слоев Мухкая-2 насчитывает 1608 экз. Из них 505 экз. приходится на культурный слой категории living floor, получивший название Мухкай-2, слой 80. Остальные 1103 предмета собраны из разведочных траншей 1–3 в многочисленных слоях на различной глубине по всей толще памятника. Руководящей формой инвентаря коллекций является категория чоппера различных типов. Предварительная археологическая характеристика коллекций из разных слоев определяет их близкую связь с олдувайскими памятниками Восточной и Северной Африки, Ближнего Востока и Кавказа [Амирханов, 2007; Ожерельев, 2012].



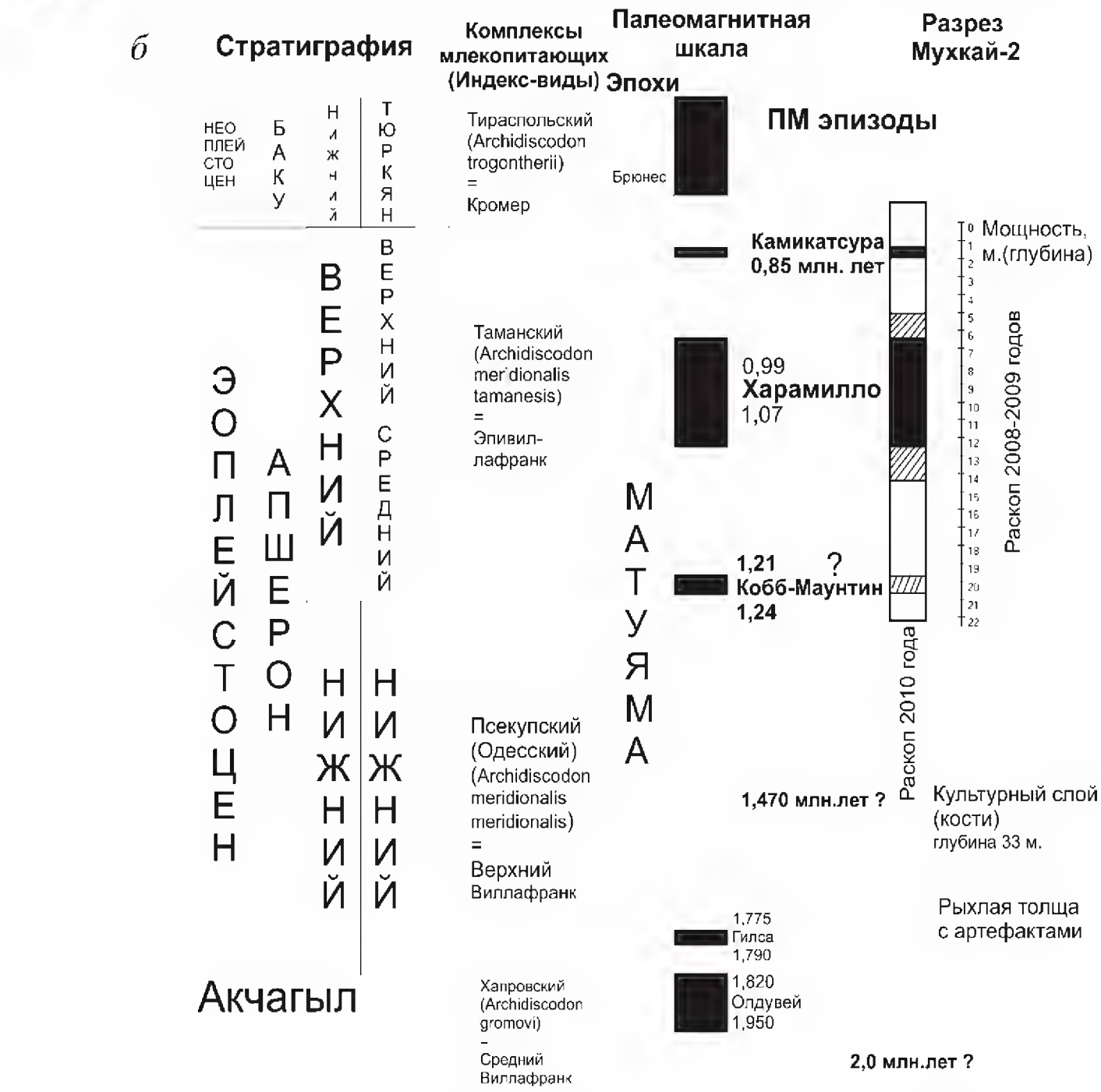


Рис. 13. Результаты палеомагнитных исследований стратотипа Акушинской свиты в разрезе стоянки Мухкай –2
а – палеомагнитная характеристика верхов Акушинской свиты; *б* – стратиграфическое положение Акушинской свиты

В разрезе Айникаб-1 тринадцать из 20 литологических горизонтов содержат в себе археологические остатки в виде каменных артефактов, а также обнаружены кости животных [Таймазов, 2011]. Количество находок, обнаруженных во всех слоях, составляет около тысячи предметов, в том числе несколько сотен орудий. Руководящей категорией индустрии является чоппер. Относительно всех находок они составляют от 4 до 12%, а относительно изделий с вторичной обработкой – от 50 до 60%. Среди других характерных черт следует отметить снижение доли чопперов от нижних слоев к верхним, примерно равную представленность односторонних и двусторонних чопперов в нижних слоях и увеличение двусторонних от нижних слоев к верхним, типологическое разнообразие чопперов. Неотъемлемую часть индустрии составляют пики, многогранники, ножи, скребловидные, шиповидные и выемчатые орудия. По всем статистико-типологическим показателям индустрия многослойной стоянки Айникаб-1 соответствует основным характеристикам классического олдована [Амирханов, 2007].

Динамика развития природной среды в эоплейстоцене

На формировании толщи сказалась активная роль тектонических движений в деформации осадков с культурными слоями в горных районах. Амплитуда вертикальных перемещений культурных слоев в изученном районе превышает 1000–1500 м за довольно короткое время (600–700 тысяч лет), со скоростью 1,5–2,0 мм/год. Такие активные тектонические движения связаны с тектоникой плит: интенсивным перемещением Аравийской плиты в северном направлении и вертикальными деформациями земной коры.

Детальные археологические исследования привели не только к открытию древнейшей олдувайской культуры, но и стимулировали выявление ранее неизвестных геологических объектов и явлений.

Это – выделение нового стратиграфического подразделения – Акушинской свиты и возможность реконструкции геологических процессов и природных условий в эоплейстоцене горного Кавказа. Положение морской и лагунно-морской толщи на современных отметках 1400–1700 м абс свидетельствует о быстром поднятии блока известнякового Дагестана на 1000–1500 м в течение неоплейстоцена со средней скоростью 2 мм/год. Смена стабильного режима на интенсивное воздымание произошла где-то на рубеже апшерона–баку и отражает, вероятно, предбакинскую тектоническую фазу активизации Большого Кавказа.

Перед этим в течение апшеронского века (а, возможно, и акчагыльского) можно реконструировать стабильный тектонический режим. Учитывая мощность отложений около 100 м и их мелководные фации можно предположить их накопление в условиях подпора апшеронским морским бассейном. На этом фоне циклическое строение Акушинской свиты можно объяснить колебаниями уровня Апшеронского бассейна. Амплитуда колебаний уровня не превышала нескольких метров и десятков метров. При повышениях уровня (хайстенды) формировались глинисто-алевритовые пачки, морские воды ингрессировали в долины горных рек и в межгорные котловины, образуя сложную береговую линию с лагунами, заливами и проливами. Население архантропов вынуждено было отступать на склоны гор и вверх по долинам. При снижениях уровня бассейна (лоустенды) морские лагуны осушались и заселялись архантропами в широкой прибрежной полосе (рис. 14, *а*, *б*).

Генезис мелких колебаний уровня моря, перемещение береговой линии и смена тонких и грубозернистых фаций может быть объяснен климатическими колебаниями, проявившимися в смене палинокомплексов, отражающих гумидные и аридные ландшафты.

Как известно, первичное заселение Северной Евразии происходило из Африки и шло с юга на север вдоль побережья Апшеронского бассейна. В то время высота этой части Кавказа была на 1000–1500 м ниже современной. Это была предгорная равнина с высотами в первые сотни метров, но направление речных долин было иным. Долины палеорек Акуши и Усиши были направлены на восток к Каспийской впадине. Эти палеореки пересекали Акушинскую межгорную котловину, борта которой поднимались над ее дном на 500–1500 м (низкогорье). В начале эоплейстоцена, а может и несколько раньше, эта территория была залита водами апшеронской трансгрессии. Именно в это время произошло первичное заселение архантропами. Позже, в начале неоплейстоцена межгорная котловина была поднята тектоническими процессами (предбакинская тектоническая фаза), а ее дно подверглось эрозии. В связи с этим можно полагать, что население архантропов переместилось на склоны и речные террасы.

Заключение

Новый геоархеологический район Дагестана отличается следующими особенностями:

1. Высотным положением в интервале 1500-1700 м абс с окружающими хребтами высотой от 2500 до 3000 м в среднегорном поясе Кавказа.

2. Пространственным распространением в

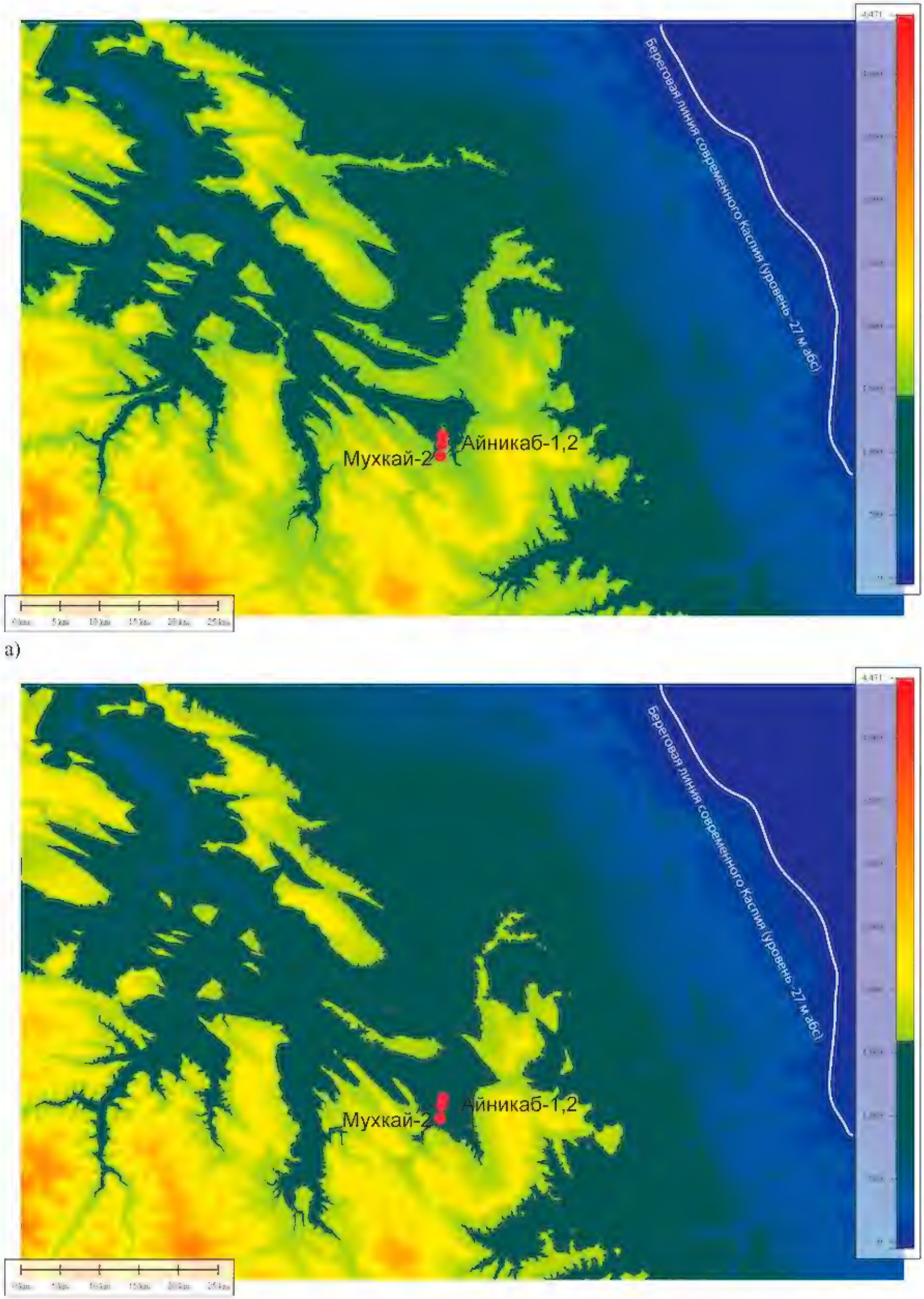


Рис. 14. Реконструкция береговой линии и ингресионных лагун апшеронского бассейна в Акушинской впадине (http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/).

а – регрессивная стадия (современная отметка + 1400 м абс.); *б* – трансгрессивная (современная отметка +1600 м абс.) Точками отмечены разрезы стоянок олдовайской культуры Мухкай-2, Айникаб-1,2

межгорных котловинах, между осевой частью Кавказа и прибрежными равнинами Каспия.

3. Расчлененностью поля рыхлых отложений с артефактами на отдельные останцы (кластеры) на водоразделе рр. Акуша–Усиша.

4.Значительной древностью вмещающих слоев акушинской свиты в пределах Апшеронского и возможно Акчагыльского ярусов в интервале до 1,5 млн лет и более.

5. Специфическим генезисом отложений, чередованием прибрежно-аллювиальных отложений и лагунно-морских осадков заливов Апшеронского бассейна.

6. Значительная мощность (до 80–100 м) культуросодержащих отложений и значительные площади (квадратные километры) позволяют дополнить геологическое строение горного Кавказа и выделить эти отложения в качестве нового стратиграфического подразделения в ранге свиты (формации), а также обосновать особый неотектонический этап в развитии Кавказа на рубеже эоплейстоцена и неоплейстоцена.

7. Выявленные особенности позволяют открыть новые геоархеологические ареалы и раннепалеолитические стоянки в других регионах горного Кавказа.

Литература

Амирханов Х.А., Ожерельев Д.В., Саблин М.В. Фауна млекопитающих стоянки Мухкай-2 (по результатам раскопок 2009–2010 гг.) / XXVII Крупновские чтения. Материалы международной научной конференции. Махачкала, 2012. С. 16–18.

Амирханов Х.А. Исследование памятников олдована на Северо-Восточном Кавказе. М., 2007.

Виталь Д.А. Современные карбонатные конкреции соленых озер Кулундинской степи и их генезис / Тр. ГИН АН СССР 1950. Вып. 125. 86 с.

Гептнер А.Р., Ивановская Т.А. О биохемогенном генезисе минералов глауконит-нонтронитового ряда в современных осадках Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 6. С. 563–580.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты // Тр. ГИН РАН. 1991. Вып. 465. 177 с.

Идрисов И.А. Особенности формирования рельефа Северного Дагестана // Известия ДГПУ. Естественные и точные науки. 2011, №2. С. 102–107.

Лисицина Н.А., Бутузова Г.Ю. К вопросу о генезисе океанических глауконитов // Литология и полез. Ископаемые. 1981. № 5. С. 91–97.

Муравьев В.И., Дайняк Л.Г., Головин Д.И. Изменение состава глауконита в контакте с морской водой // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 5. С. 102–110.

Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321 с.

Ожерельев Д.В. Изучение многослойного памятника раннего палеолита Мухкай-2 в 2008-2011 гг. // XXVII Крупновские чтения. Материалы международной научной конференции. Махачкала, 2012. С. 110–111.

Сапожников Д.Г., Цветкова А.М. Выделение водного карбоната кальция на дне оз. Иссык-Куль // Докл. АН СССР. 1959. Т. 124. № 2. С. 402–405.

Таймазов А.И. Основные характеристики индустрии многослойной раннепалеолитической стоянки Айникаб 1 (По материалам исследований 2005–2009 гг.) // Российская археология. 2011. № 1. С. 5–14.

Чепалыга А.Л. Этапы формирования геоэкологических ареалов как среды обитания и путей миграции архантропов в нижнем и среднем плейстоцене Кавказа и Восточной Европы / Материалы Всероссийской научной конференции Мегаструктура Евразийского мира: основные этапы формирования. ИА РАН. Москва, 4–6 декабря, 2012 г. С. 59–66.

Чепалыга А.Л., Амирханов Х.А., Трубихин В.М. Палеомагнитные данные к датировке многослойной стоянки раннего плейстоцена Айникаб-1 (Центральный Дагестан) / Древние миграции человека в Евразии. Материалы международного симпозиума, 6–12 сентября 2009 г. Махачкала. Новосибирск: изд. Института археологии и этнографии СО РАН, 2009. С. 36–41.

Chepalyga A.L. Amirkhanov Kh.A., Trubikhin V.M., Sadchikova T.A., Pirogov A.N., Taimazov A.I. Geoarchaeology of the earliest paleolithic sites (oldowan) in the north Caucasus and the East Europe. Int. Conference: Geomorphic processes and geoarchaeology. Moscow-Smolensk, Russia, August 20–24, 2012. Pp. 57–62.

A.L.Chepalyga, Kh.A.Amirkhanov, T.A.Sadchikova, V.M.Trubikhin, A.N.Pirogov

Geoarchaeology of the Oldowan archaeological sites in the Mountain Dagestan (NE Caucasus)

Multidisciplinary study of recently found Oldowayan sites in NE Caucasus were conducted that included studies in geology (sedimentology, mineralogy), geomorphology, paleontology (palynology, mollusk, mammals), paleomagnetism. Artifact-containing sediments belong to the Acusha formation 80–100 m thick that is found at altitudes of 1500–1700 m asl. These clastic sediments are composed of interbedding thin clayey and coarse pebble-boulder members deposited in ingressive marine-terrestrial environment. Vegetation changes exhibit succession of humid and arid phases. Mammal fauna belongs to the Upper Villafranchian (Psecups) complex. Paleomagnetic epoch Matuyama with the Jaramillo, the Kamicatsura and probably the Olduvai reversals were recognized. The Acusha formation is dated to the Lower Pleistocene (Russian Eopleistocene) within the marine Apsheronean stage of the Caspian Sea, (1.5?) 1.8–0.8 Ma.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 72, 2012 г.

ОРБИТАЛЬНО-КЛИМАТИЧЕСКАЯ ДИАГРАММА КАК АЛЬТЕРНАТИВА ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДИСКРЕТНЫХ ИНСОЛЯЦИОННЫХ КРИВЫХ ДЛЯ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЙ И КОРРЕЛЯЦИЙ

В.А. Большаков

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, г. Москва; e-mail: vabolshakov@mail.ru

Показана принципиальная необоснованность использования дискретных (для одного полугодия, месяца или суток, под одной широтой) вариаций инсоляции для палеоклиматических интерпретаций и моделирования. Посредством сопоставления с изотопно-кислородной записью LR04 показаны преимущества использования орбитально-климатической диаграммы для палеоклиматических интерпретаций

Введение

В 1976 г. в известной публикации Хейса, Имбри и Шеклтона [Hays et al., 1976] было впервые показано, что более 80% глобальной климатической изменчивости последних 500 тысяч лет, полученных по двум глубоководным колонкам, поднятым в Индийском океане, характеризуется периодичностями, близкими основным гармоникам вариаций орбитальных элементов Земли – около 100, 41 и 23 и 19 тыс лет. Более того, было выявлено соответствие механизма климатического влияния орбитальных вариаций реальным климатическим изменениям, отражённым в палеоклиматических записях. Например, выделенный 40-тысячелетний палеоклиматический сигнал, как и должно быть, следовал, с некоторым отставанием по фазе, за соответствующим орбитальным инсоляционным сигналом, обусловленным вариациями наклона земной оси. При этом минимальным значениям угла наклона, в согласии с общепринятым механизмом климатического влияния этого орбитального элемента (см. ниже), соответствовали похолодания в указанной гармонике климатического сигнала. Таким образом, впервые была четко подтверждена справедливость орбитальной гипотезы палеоклимата, согласно которой основной причиной глобальных климатических колебаний плейстоцена – циклов оледенения-межледниковья – являлись вариации инсоляции, обусловленные изменениями орбитальных элементов Земли.

Однако, полученные данные стали трактовать как доказательство правильности теории Миланковича, которая является одной из частных версий орбитальной теории палеоклимата. Такая трактовка получила практически повсеместное распространение, даже несмотря на то, что в работе [Hays et al., 1976], а впоследствии и во многих исследованиях других авторов [Большаков, 2001, 2003б; Большаков, Большаков, 1999; Imbrie et al., 1984, 1993; Muller, McDonald, 1995; Raymo, Nisancioglu, 2003; Ruddiman et al., 1986 и других] были обнаружены существенные противоречия теории Миланковича эмпирическим данным. Такое положение не в последнюю очередь было связано с отсутствием корректной общепринятой формулировки понятия «теория Миланковича» [Большаков, 2003б, 2011; Большаков, Капица, 2011; Roe, 2006].

Инсоляционные диаграммы (кривые) Миланковича и его последователей

Как известно, основным фактором широкого признания теории Миланковича первоначально послужило то, что его инсоляционная диаграмма

хорошо соответствовала альпийской схеме Пенка и Брюкнера, согласно которой в плейстоцене было выделено 4 оледенения – Вюрм, Рисс, Миндель и Гюнц. Диаграмма Миланковича представляет изменения инсоляции летнего калорического полугодия под 65° с.ш. Уменьшение инсоляции Миланкович сопоставлял с похолоданиями, увеличение – с потеплениями, а самые глубокие минимумы инсоляционной диаграммы интерпретировались им как оледенения Северного полушария для последних 600 тыс. лет [Миланкович, 1939]. Миланкович использовал линейный механизм преобразования вычисленных им изменений инсоляции в климатические колебания, при котором изменения температуры на данной широте (особенно в средних и низких широтах) по форме повторяли изменения инсоляции на этой же широте.

Кривые дискретной и локальной (т.е. не полной годовой и не для всей планеты) инсоляции Миланковича учитывают прямой вклад двух орбитальных элементов – прецессии и наклона земной оси. Прямым вкладом вариаций эксцентриситета в изменения инсоляции Миланкович пренебрег ввиду его малости (не более 0,2% в 100-тысячелетнем эксцентриситетном цикле за последний миллион лет). Важным обстоятельством является то, что изменения инсоляции, связанные с вариациями этих орбитальных элементов, имеют существенные структурные различия. Прецессия изменяет сезонные контрасты инсоляции, противоположные в разных полушариях. Например, климатические условия с длительным прохладным летом и мягкой короткой зимой в одном полушарии будут сменяться, в течение 21-тысячелетнего в среднем цикла прецессии равноденствий, условиями с жарким коротким летом и длинной холодной зимой, тогда как в другом будут происходить обратные изменения. Очень существенно то, что суммарное годовое прецессионное изменение инсоляции равно нулю для любой широты, т.к. увеличение, например, летней инсоляции компенсируется уменьшением зимней и наоборот.

Вариации угла наклона (ε) земной оси к перпендикуляру к плоскости эклиптики перераспределяют инсоляцию по широтам. При этом, если считать форму Земли шарообразной, что близко к реальности, инсоляция всей планеты при изменении угла наклона не изменяется. Например, при увеличении ε увеличивается годовая инсоляция высоких широт обоих полушарий и соответственно уменьшается инсоляция в низких широтах. При уменьшении угла ε уменьшается инсоляция «высоких» широт и увеличивается инсоляция «низких» широт. Ещё раз отметим, что при изменениях угла наклона земной оси изменяется полная (суммарная) годовая инсоляция соответствующих широт обоих полушарий.

Таким образом, кардинальным отличием связанных с двумя рассмотренными орбитальными элементами вариаций инсоляции является, во-первых, то, что прецессия не изменяет годовую инсоляцию на любой широте, тогда как при вариациях угла ε изменяется суммарная годовая инсоляция соответствующих (и высоких, и низких) широт. Во-вторых, прецессионные изменения инсоляции противофазны в разных полушариях, тогда как вариации инсоляции, связанные с изменениями угла наклона земной оси, происходят однофазно в противоположных полушариях. Замечу здесь, что подчёркнутые особенности вариаций прецессионной инсоляции указывают на существенную проблематичность установления механизма глобального климатического влияния прецессии равноденствий, на что ещё более полутора веков назад указывали британский астроном J. Herschel и немецкий натуралист A. von Humboldt [Большаков, 2003б; Имбри, Имбри, 1988; Bol'shakov, 2008; Croll, 1875]. В-третьих, прецессионные изменения модулируются вариациями эксцентриситета, тогда как изменения угла ε от эксцентриситета не зависят.

Первым правильный механизм глобального климатического влияния вариаций наклона земной оси, хотя он не считал этот орбитальный механизм главным, изменяющим климат, дал Дж. Кролль [Croll, 1875]. Для этого он использовал введённый им впервые альбедный механизм положительной обратной связи, усиливающий орбитально обусловленные вариации инсоляции. Кролль справедливо полагал, что наибольшее изменение альбедо земной поверхности обусловлено вариациями площади снежного и ледового покрова более холодных и заснеженных, высоких широт обоих полушарий. Поскольку в низких широтах такой же сильной обратной связи нет из-за отсутствия столь же обширного динамично изменяющегося снежного и ледового покрова, то глобальные колебания климата в ответ на изменения наклона земной оси будут в основном определяться вариациями инсоляции высоких широт. Заметим также, что связанные с наклоном земной оси относительные вариации инсоляции высоких широт выше, чем в низких широтах. Поэтому, по указанным причинам, климатическое влияние одновременных противофазных колебаний инсоляции низких широт будет гораздо меньше.

Легко представить работу такого механизма. Допустим, угол ε уменьшается, вследствие чего уменьшается годовая инсоляция высоких широт. Уменьшение годовой инсоляции вызывает понижение среднегодовой температуры, что логично приводит к увеличению площади снежного и ледового покрова в этих широтах, т.е. к увеличению

альбедо. Последнее вызывает дополнительное понижение температуры и дальнейшее расширение площади снега и льда. Процесс похолодания в высоких широтах обоих полушарий будет продолжаться, ежегодно усиливаясь в связи с направленным понижением годовой инсоляции, в течение полупериода (примерно 20,5 тысяч лет) вариаций наклона земной оси. После этого угол ε начнёт возрастать, вызывая увеличение инсоляции высоких широт, и механизм обратной связи будет теперь работать на потепление по следующей цепочке: увеличение инсоляции → повышение температуры → уменьшение площади снега и льда (таяние) → уменьшение альбедо → повышение температуры и т.д.

Однако столь же прозрачный механизм прямого климатического влияния, приводящего к глобальному похолоданию или потеплению, для прецессионной инсоляции придумать сложно. Во-первых, прецессионные изменения инсоляции противофазны для разных полушарий. Во-вторых, и это главное – прецессия не изменяет количества полного годового солнечного тепла, приходящего к каждой широте Земли – ведь увеличение летней инсоляции компенсируется точно таким же уменьшением зимней и наоборот. Как такой скомпенсированный (по сути – нулевой) инсоляционный сигнал будет усиливаться какой-либо положительной обратной, например, той же альбедной, связью – вопрос не тривиальный. Что приводит к похолоданию в одном из полушарий: условия с длинной холодной зимой и жарким коротким летом, как считал Кролль, или условия с длительным прохладным летом и мягкой короткой зимой, как полагал, вслед за Кёппеном, Миланкович? Строгого количественного (показывающего точно степень похолодания или потепления) обоснования ни одной из этих позиций, насколько мне известно, до сих пор нет.

Из сказанного выше о структурных различиях инсоляционных сигналов, связанных с вариациями угла ε и с прецессией, очевидно, что, например, одна и та же альбедная обратная связь будет существенно разным образом воздействовать на эти сигналы. Если для первого сигнала есть механизм непосредственного, прямого климатического усиления, то для второго механизм усиления должен быть опосредованным, реагирующим не на полное годовое (равное нулю) изменение инсоляции, а на изменение её сезонных контрастов. Следовательно, объединять эти сигналы в один, например, в летнюю инсоляцию для 65° с.ш., как это сделал Миланкович, нельзя. Достаточно очевидно, что, к примеру, увеличение такой составной инсоляции в 2 раза по своему климатическому воздействию (посредством усиления опять же за счёт наиболее сильной, обусловленной изменением площади снега и льда, альбедной обратной связи) будет совершенно иным (меньшим), нежели такое же увеличение инсоляции, но обусловленное только вариацией угла ε.

Сказанное выше для вычисленной Миланковичем инсоляционной кривой летнего калорического полугодия под 65° с.ш. в ещё большей степени относится к инсоляционным кривым его последователей, вычисленным для месячных и даже суточных изменений инсоляции под 65° с.ш. Дело в том, что вклад прецессионной составляющей в месячную или суточную инсоляцию существенно преобладает над вкладом, обусловленным вариациями угла ε. Следовательно, такие (дискретные и локальные) инсоляционные кривые тем более нельзя использовать для палеоклиматических интерпретаций и моделирования. Данное заключение в отношении диаграммы Миланковича подтверждается её известным несоответствием эмпирическим, прежде всего изотопно-кислородным (ИК) данным.

Основой стратиграфических корреляций и построений четвертичного периода в последние десятилетия является изотопно-кислородная климатохроностратиграфическая шкала. Хронология зафиксированных в этой шкале ледниковых и межледниковых событий (соответственно четных и нечетных ИК стадий) основана на: 1) наличии в глубоководных разрезах хронологических реперов, прежде всего связанных с датированными палеомагнитными инверсиями, такими как Матуяма-Брюнес (0,78 млн лет), Харамильо-Матуяма (0,99 млн лет), Матуяма-Харамильо (1,07 млн лет), Олдувей-Матуяма (1,77 млн лет), Матуяма-Олдувей (1,95 млн лет) и Гаусс-Матуяма (2,6 млн лет) и 2) выделении в ИК записях глубоководных отложений орбитальных периодичностей (так называемый метод «орбитальной настройки», или «подгонки» – orbital tuning). Наличие временной шкалы ИК записей позволило открыть, в частности, одно из наиболее интересных и изучаемых событий эволюции и динамики плейстоценовых оледенений – «среднеплейстоценовый переход» (the middle Pleistocene transition). Наиболее надёжным эталоном ИК записей пока является глобально осреднённая по 57 глубоководным колонкам Мирового океана составная, для последних 5,3 млн. лет, изотопно-кислородная запись по бентосным фораминиферам LR04 [Lisiecki, Raymo, 2005].

Поэтому, для подтверждения сделанного заключения относительно правомочности использования для палеоклиматических интерпретаций среднемесячных и суточных вариаций инсоляции, обратимся к рис. 1, на котором изменения июльской инсоляции под 65° с.ш. для последних

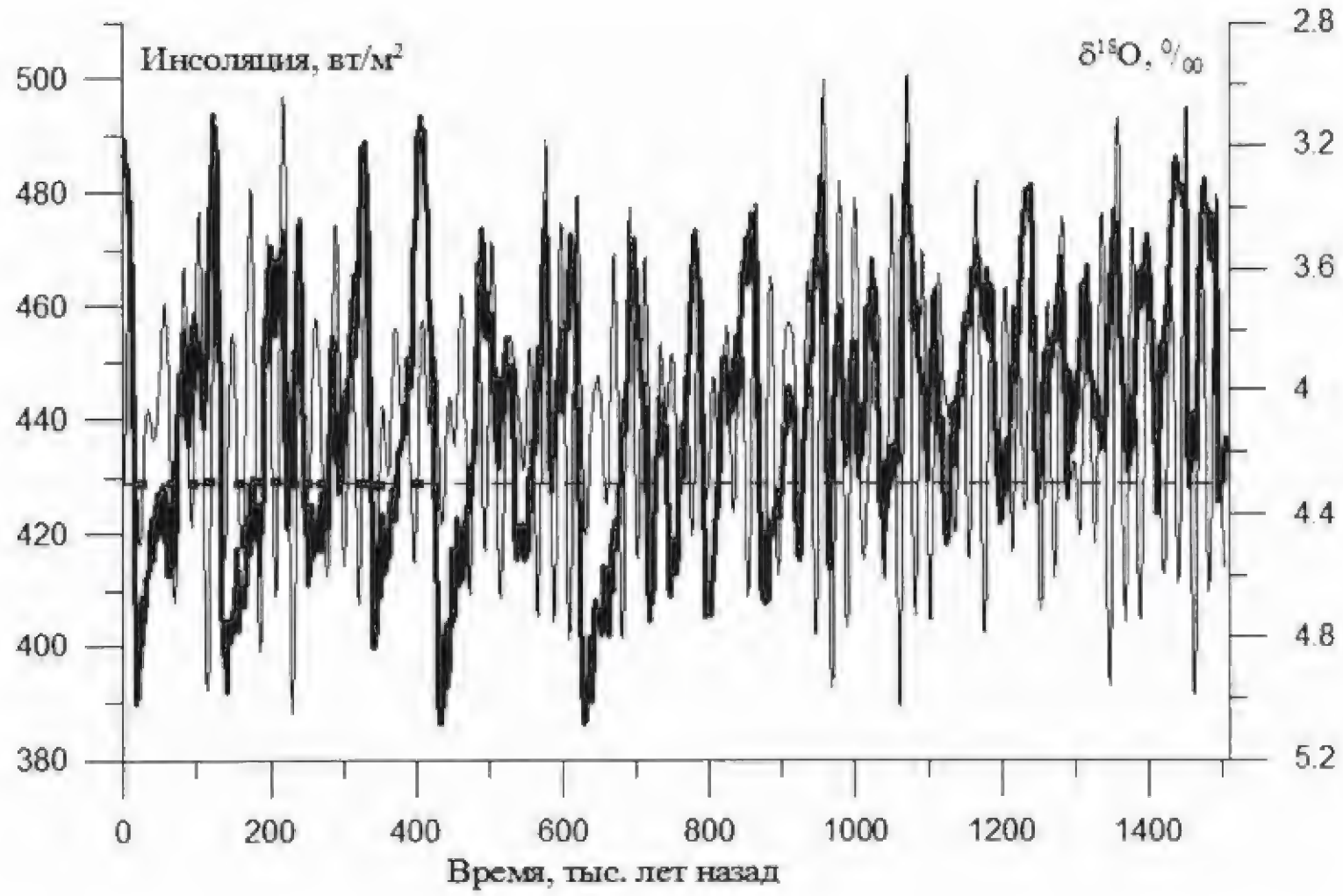


Рис. 1. Сопоставление изменений $\delta^{18}O$ кривой LR04 [Lisiecki, Raymo, 2005], утолщенная кривая), с вариациями июльской инсоляции под 65° с.ш. [Berger, Loutre, 1992], тонкая кривая).
Уровень современной инсоляции показан горизонтальной штриховой прямой.

полутора миллионов лет сравниваются с глобальными климатическими колебаниями, отражёнными в ИК записи LR04. Напомним, что изменения содержания тяжелого изотопа кислорода $\delta^{18}O$ в глубоководных осадках отражают в основном колебания глобального объёма льда и, в меньшей степени, температуры. Повышение значения $\delta^{18}O$ указывает на увеличение объёма льда и понижение температуры, понижение $\delta^{18}O$ – наоборот, на уменьшение объёма льда и повышение температуры. Поскольку ось $\delta^{18}O$ на графике рис. 1 направлена вниз, минимумы кривой $\delta^{18}O$ соответствуют похолоданиям (самые глубокие минимумы – оледенениям), максимумы – потеплениям (межледниковьям).

Можно видеть, что отмеченное на рисунке 1 довольно низкое значение современной инсоляции (а сейчас, как известно, межледниковье) приходится на существенно различные климатические обстановки, от оледенения до межледниковья. Из сопоставления инсоляционной и ИК кривой также очевидно, что значительные и минимумы, и максимумы инсоляции приходятся как на ледниковые, так и на межледниковые события, а также и на переходы между ними. Помимо этого, на рис. 1 хорошо видно, что связанное с явлением среднеплейстоценового перехода изменение периодичности и амплитуды колебаний $\delta^{18}O$, происходящее на возрастном рубеже около 1250 тыс. лет назад, осуществляется на фоне неизменного характера колебаний инсоляции. Иными словами, в целом, количественные изменения дискретной инсоляции не соответствуют палеоклиматическим изменениям.

Приведенные факты делают загадочным использование многими исследователями дискретных инсоляционных кривых для палеоклиматических интерпретаций, имеющее место в большом количестве статей, в которых рассматриваются палеоклиматические изменения. Один из ярких примеров такой необоснованной и потому невразумительной попытки – сопоставление широко известной палеоклиматической записи по ледовому керну станции «Восток», расположенной в Антарктиде на 80° южной широты, с инсоляционной кривой, рассчитанной для 65° северной широты [Petit et al., 1999]!

Таким образом, для инсоляционного сигнала, связанного с каждым орбитальным элементом, необходимо разработать индивидуальные механизмы усиливающих эти сигналы обратных связей. (Здесь имеется в виду и эксцентриситетный инсоляционный сигнал, имеющий свою индивидуальную структуру: вариации эксцентриситета изменяют полную годовую инсоляцию всей Земли, хотя это изменение и относительно невелико). Кроме этого, несомненно, необходимо учитывать полностью структуру каждого инсоляционного

сигнала, т.е. распределение инсоляции по всем широтам и сезонам года – ведь приходящий солнечный сигнал реально действует на всю планету в течение всего года.

Разумеется, дискретно-локальные инсоляции такой возможности не дают, отражая лишь часть реально воздействующих на климат Земли орбитально обусловленных вариаций инсоляции. Иными словами, повторим, используемые сейчас обычно месячные или суточные изменения инсоляции под одной широтой не являются органически единым сигналом. Они представляют собой механическое смешение двух разнородных сигналов, к тому же требующих воздействия принципиально различных механизмов обратных связей для своей трансформации в климатические изменения и потому не могут использоваться в качестве единого целого для палеоклиматических интерпретаций и моделирования.

Итак, для создания корректной орбитальной теории палеоклимата (и, в частности, получения шаблонной кривой колебаний климата в плейстоцене) необходимо учитывать полные годовые и глобальные изменения инсоляции и все воздействующие на них обратные связи. В настоящее время эта задача не представляется полностью разрешимой по крайней мере по двум причинам. 1. Недостаточное знание механизмов обратных связей, самыми сложными из которых обычно считаются влияние облачности, аэрозолей. 2. Огромное количество компьютерного времени, требуемое для расчёта моделей, в полной мере учитывающих указанные выше факторы.

Построение орбитально-климатической диаграммы

Поэтому, исходя из эмпирических данных о влиянии вариаций орбитальных элементов на климат, был предложен [Большаков, 2000, 2003б] упрощенный способ построения диаграммы палеоклиматических колебаний плейстоцена, обусловленных вариациями инсоляции, связанными с квазипериодическими изменениями орбитальных элементов. Эта диаграмма, ОКД, представляет условную относительную вероятность (ΔP) осуществления оледенений (для отрицательных ΔP) и межледниковий (для положительных ΔP) за последний миллион лет. ОК диаграмма была построена как сумма нормированных относительно среднего значения вариаций орбитальных элементов, умноженных на так называемые коэффициенты климатической значимости (ККЗ). ККЗ находились путем подбора так, чтобы получаемая ОКД наиболее хорошо соответствовала палеоклиматическим (изотопно-кислородным) кривым. Наиболее подходящими оказались ККЗ, равные 1; 0,7; -0,55 соответственно для вариаций эксцентриситета, наклона земной оси и прецессии. Соотношение абсолютных значений ККЗ указывает на то, что, в соответствии с эмпирическими данными, наибольший вклад в ОКД и, соответственно, в климатические изменения последнего миллиона лет вносят вариации эксцентриситета, наименьший – прецессионные вариации.

При построении ОКД принимались самые общие механизмы глобального климатического влияния вариаций орбитальных элементов. В частности, предполагалось, что уменьшение эксцентриситета орбиты (приводящее к уменьшению годовой инсоляции Земли) и угла ε приводят к глобальному похолоданию. Также было принято, что к похолоданию в *Северном* полушарии приводят определяемые прецессией климатические условия, характеризуемые длительным прохладным летом и короткой мягкой зимой в этом полушарии (поэтому у ККЗ прецессии стоит знак «минус», что соответствует механизму, принятому Миланковичем). При этом отмечалось, что существующие *одновременно* в *Южном* полушарии условия с длительной холодной зимой и жарким коротким летом (механизм, принятый Кроллем) могут способствовать похолоданию этого *океанического* полушария (Большаков, 2003б; 2010). Иными словами, учёт физико-географических различий противоположных полушарий может сгладить проблему противофазного климатического влияния прецессии в этих полушариях. Поэтому ОКД (учитывая ещё и наименьшее климатическое влияние прецессии равноденствий) можно считать эталоном *глобальных* колебаний климата последнего миллиона лет. Сравнение ОКД с изотопно-кислородной кривой LR04 для последних 1,5 млн лет показано на рисунке 2.

Сопоставление ОКД и изотопно-кислородной кривой LR04

В пределах последних 900 тысяч лет ОКД неплохо согласуется с ИК кривой LR04. Наиболее хорошо это сходство проявляется и по хронологии, и по форме кривых для стадий 1–5, 7, с глубоким минимумом в середине стадии, 13–15, 17–21. Особо отметим, что соответствующий 19-й ИК стадии максимум диаграммы приходится на интервал времени 770–790 тыс. лет. Это хорошо соответствует новой оценке возраста палеомагнитной инверсии Матуяма-Брюнес – около 780 тыс. лет [Spell, McDougal, 1992; Cande, Kent, 1995], которая проходит примерно в середине 19-й ИК стадии [deMenocal et al., 1991; Schneider et al., 1992; Bassinot et al., 1994, Tauxe et al., 1996; Большаков, 1999].

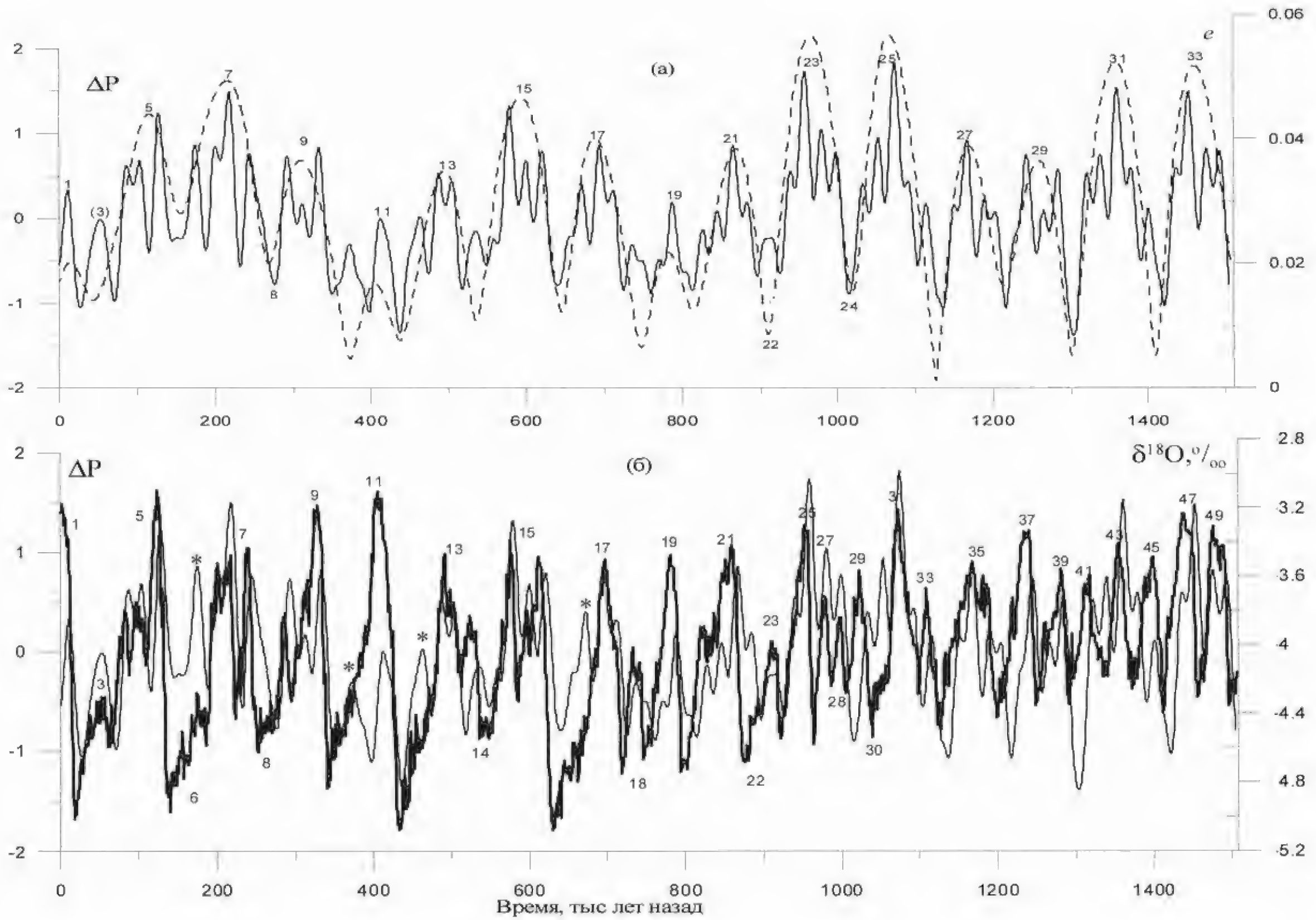


Рис. 2. Сравнение орбитально-климатической диаграммы (ОКД, тонкая сплошная линия) с изотопно-кислородной (ИК) кривой LR04 (утолщённая сплошная линия).

Цифрами на графике показаны традиционно используемые стадии ИК шкалы. Звёздочками отмечены наиболее значительные несоответствия формы ОКД и LR04 для последнего миллиона лет.

ОКД логично опережает по времени ИК запись изменения глобального объёма льда и температуры, отражая инерцию ответа климатической системы на орбитальное (инсоляционное) воздействие. Эта инерционная задержка для наиболее надёжно определённых временных реперов позднего неоплейстоцена (оптимума голоцена, максимума последнего оледенения и оптимума ИК стадии 5*e*) оценивается величиной около 5 тысяч лет, что позволяет хронометрировать ИК записи путём временно́го сопоставления наиболее характерных экстремумов ИК записей и ОКД [Большаков, 2003а, Большаков и др., 2005]. Таким образом, ОКД гораздо лучше сопоставляется с ИК записью LR04, нежели кривые дискретной инсоляции (рис. 1, 2). Тем не менее, есть и несоответствия, которые вполне ожидаемы при столь простом способе построения диаграммы палеоклиматических изменений.

Наиболее значительные *временные несоответствия* между ОКД и LR04 в течение последнего миллиона лет отмечаются для приходящегося на ИКС 8 наиболее глубокого минимума $\delta^{18}O$ и соответствующего ему минимума ОКД, а также основного минимума $\delta^{18}O$ ИКС 22 и соотносимого с ним минимума ОКД (см. рисунок 2). Орбитальный сигнал опережает климатический отклик на 24 и 20 тысяч лет соответственно для ИКС 8 и 22. Таким образом, согласно хронометрированию с помощью ОКД, необходимо удревнение времени главных минимумов ИКС 8 и 22 на кривой LR04 соответственно на 19 и 15 тыс лет. Данное несоответствие, по-видимому, в первую очередь отражает различия в подходах к хронометрированию ИК кривой, использованных в работах [Большаков,2003а; Большаков и др., 2005] и [Lisiecki, Raymo, 2005]. Фактически в них используется один и тот же метод «орбитальной настройки». Однако метод, описанный в публикациях [Большаков,2003а; Большаков и др., 2005], представляется более надёжным, т.к. использует, помимо вариаций, связанных с наклоном земной оси и прецессией, и наиболее хорошо выраженные в ИК записях последнего миллиона лет 100-тысячелетние эксцентриситетные вариации.

На рисунке 2 видны и некоторые *несоответствия формы* ИК кривой и ОКД. Наиболее заметные из них – практически не отраженные в ИК записи, но тем не менее значительные максимумы ОКД (помечены звёздочками). Также несоответствием является соотнесение наибольшего по амплитуде ИК сигнала 11-й ИКС с небольшим максимумом СОКД 11 (отражающее известную «проблему 11-й ИКС») и слабо выраженный минимум СОКД 6 с глубоким минимумом ИКС 6. Как показано в работе [Большаков, 2010], эти несоответствия частично связаны с тем, что в графике ОКД хорошо выражен 400-тысячелетний эксцентриситетный цикл, который не проявляется в ИК записи. Дальнейший анализ этих несоответствий представляется весьма необходимым, поскольку он касается важной проблемы установления механизмов отклика климатической системы на орбитальное инсоляционное воздействие. Отметим при этом прозрачность и простоту интерпретации ОКД, обусловленные тем, что она построена на основе простых и ясных предположений о климатическом влиянии вариаций орбитальных элементов.

В целом же эксцентриситетные 100-тысячелетние циклы ОКД хорошо согласуются с аналогичными циклами ИК записи последнего миллиона лет, как видно на рисунке. Данное обстоятельство позволяет продолжить ОКД далее в прошлое с целью её сравнения с ИК записью и исследования проблемы среднеплейстоценового перехода (СПП). СПП заключается в происшедшей около миллиона лет назад смене периодичности глобальных ледниковых циклов от доминирующей до этого времени 41-тысячелетней к преобладающей после него примерно 100-тысячелетней периодичности, [Ruddiman et al., 1986; Clark et al., 2006; Elderfield et al., 2012]. Это явление сопровождалось увеличением среднего объёма льда на планете, большим размахом колебаний уровня Мирового океана, глобального объёма льда и глобальной температуры в циклах оледенение-межледниковье, что не могло не отразиться на многих геофизических параметрах Земли. Несмотря на столь значительную, связанную с СПП, перестройку природной среды, согласованного мнения о причинах этого явления до сих пор нет. Также существуют различные мнения о характеристиках этого перехода – его длительности, времени начала и окончания, сопровождающих его изменениях климатических характеристик.

Проведённый мною [Большаков, 2013] анализ этого явления позволил заключить, что среднеплейстоценовый переход начался около 1240 тысяч лет назад. Именно с этого момента времени, вплоть до современности, в ИК записи фиксируются эксцентриситетные (100-тысячелетние) циклы межледниковье-оледенение, сменившие 41-тысячелетние циклы. Вообще говоря, из этого факта следует, что нумерация ИК стадий, принятая в восьмидесятых годах прошлого столетия, в связи с заключением о наличии 41-тысячелетней цикличности в раннем плейстоцене вплоть до временной отметки около 900 тысяч лет назад, должна быть изменена. Более конкретно, 41-тысячелетние ИК стадии, от 23-ей по 37-ю должны быть заменены соответственно 100-тысячелетними ИК стадиями, подобными тем, которые отражают ледниковые ци-

клы последних 900 тысяч лет. Отмечу, что в работе [Clark et al., 2006], где дана близкая к полученной мною оценка времени смены орбитальной периодичности в ИК записи LR04 (около 1250 тысяч лет назад), это логичное заключение сделано не было.

Выводы

1. Дискретно-локальные инсоляционные кривые (диаграммы) М. Миланковича и его последователей не могут быть использованы для палеоклиматических реконструкций, корреляций и климатического моделирования. Это связано с тем, что они не представляют полностью реально воздействующие на климатическую систему Земли, в течение всего года и на все широты, имеющие индивидуальную специфику, вариации инсоляции, связанные с колебаниями всех трёх орбитальных элементов. Необходимость учитывать индивидуальную специфику орбитальных сигналов обусловлена тем, что механизмы преобразования связанных с отдельными орбитальными элементами инсоляционных сигналов в климатические колебания, также как и вовлечённые в эти преобразования обратные связи, будут различными.

2. Орбитально-климатическая диаграмма (ОКД), построенная на основе упрощенных представлений о механизмах глобального климатического влияния вариаций орбитальных элементов, является предпочтительной альтернативой необоснованно используемым для палеоклиматических интерпретаций и корреляций дискретным инсоляционным кривым. Сопоставление ОКД и изотопно-кислородной записи LR04 показывает неплохое в целом подобие в интервале времени 0–1250 тысяч лет назад.

Работа выполняется при поддержке РФФИ, проект № 11-05-00147а.

Литература

Большаков В.А. О глубине фиксации палеомагнитной записи и климатостратиграфическом положении инверсии Матуяма-Брюнес в глубоководных осадках//Физика Земли. 1999. №6. С.93–96

Большаков В.А. Новый способ построения диаграммы палеоклиматических изменений плейстоцена//Доклады АН. География. 2000. Т.374. №.5. С.692–695.

Большаков В.А. Новая концепция астрономической теории палеоклимата: шаг вперед, после двух шагов назад // Физика Земли. 2001. № 11 С.50–61.

Большаков В.А. Новый способ хронометрирования изотопно-кислородных записей колонок глубоководных осадков//Доклады АН. 2003а. Т.388. №1. С.105–108

Большаков В.А. Новая концепция орбитальной теории палеоклимата. М.: МГУ, 2003б. 256 с

Большаков В.А. Проблема межледниковой 11-й морской изотопной стадии с позиций новой концепции орбитальной теории палеоклимата // Океанология. 2010. Т. 50. № 2. С. 236–247

Большаков В.А. Что такое «теория Миланковича»? // Квартер во всём его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы YII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода: отв. ред. О.П. Корсакова, В.В. Колька. Апатиты, Геологический ин-т КНЦ РАН, 2011. Т. 1. С.77–80

Большаков В.А. Исследование характеристик «среднеплейстоценового перехода» с помощью сопоставления изотопно-кислородной записи LR04 с орбитально-климатической диаграммой // Доклады АН 2013 Т. № 1. В печати

Большаков В.А. Большаков П.В. Астрономическая теория палеоклимата – новая концепция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т.7. №6. С. 3–13

Большаков В.А. Капица А.П. Уроки развития орбитальной теории палеоклимата // Вестник РАН. 2011. Т. 81. № 7. С. 603–612

Большаков В.А., Иванова Е.В., Прудковский А.Г.. Некоторые результаты применения нового метода хронометрирования палеоклиматических записей глубоководных колонок донных осадков // Океанология. 2005. Т. 45. № 6. С. 916–926.

Имбри Дж. Имбри К.П. Тайны ледниковых эпох М.: Прогресс, 1988. 264 с

Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.-Л.: ГОНТИ, 1939. 207 с.

Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal// Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V.126, P.91–108

Bol'shakov V. A. How long will the «precession epoch» last in terms of Pleistocene glacial cycles?// Russian Journal of Earth Sciences, 2008. V. 10, ES3004, doi: 10.2205/2008ES000299.

Cande S.C., D.V. Kent Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenosoic // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. No B4. P. 6093–6095

Clark P.U., D. Archer, D. Pollard, J.D. Blum, J.A. Rial, V. Brovkin, A.C. Vix, N. G. Pisias, M. Roy.The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO_2 //Quatern. Science Reviews. 2006. V. 25. P. 3150–3184

Croll J., Climate and time in their geological relations: a theory of secular changes of the Earth's climate, Edward Stanford, London, 1875, 577 pp

Elderfield H., Ferretti P., Greaves M., Crowhurst S., McCave I.N., Hodell D., Piotrowski A.M. Evolution of ocean temperature and ice volume through the mid-Pleistocene climate transition // Science/ 2012. V. 337. P. 704–709

Hays J. D., J. Imbrie, and N. Shackleton, Variation in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages, Science // 194 (1976) 1121–1132

Imbrie J., Berger, A. Boyle A., et al., On the structure and origin of major glaciation cycles. 2.The 100,000-year cycle // Paleoceanography, 8 (1993) 699–735.
Imbrie J., Hays J, Martinson D. et al. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine δ^{18} O record // in: Milankovitch and Climate, NATO ASI Ser. C. 126. A.L.Berger et al. Eds. Reidel. Dordrecht. 1984. P.269–305
Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ^{18}O records // Paleoceanography, V. 20, PA 1003, doi: 10.1029/2004PA001071, 2005
deMenocal P.B.Ruddiman W.F. Kent D.V. Depth of post-depositional remanence acquisition in deep-sea sediments: a case study of the Brunhes-Matuyama reversal and oxygen isotopic Stage 19.1 //Earth and Planet. Sci. Letters. 1990. V.99. P.1–13
Muller R. MacDonald G. Glacial cycles and orbital inclination. //Nature. 1995. V.377. P.107–108
Petit J, Jouzel J., Raynaud D. et al., Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica//Nature. 1999. V.399 P.429–436
Raymo M.E., K. Nisancioglu, The 41-kyr world: Milankovitch's other unsolved mystery // Paleoceanography 18(1) (2003) 1011, doi: 10.1029/2002PA00079
Roe G. In defence of Milankovitch // Geophys. Res. Letters 2006, V. 33 L24703, doi: 10.1029/2006GL027817
Ruddiman W.F. Raymo M. and McIntyre A. Matuyama 41,000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets //Earth and Planet. Sci. Letters. 1986. V.80 P.117–129
Schneider D.A. Kent D.V. and Mello G.A. A detailed chronology of the Australasian impact event, the Brunhes-Matuyama geomagnetic Polarity reversal, and global climate change// Earth and Planet. Sci. Letters. 1992. V.111. P.395–405
Spell T., McDougall I. Revisions to the age of the Brunhes-Matuyama boundary and the Pleistocene geomagnetic polarity timescale. // Geophys. Res. Letters. 1992. - V.19. - P.1181–1184
Tauxe L., Herbert T., Shackleton N., Kok Y. Astronomical calibration of the Matuyama-Brunhes boundary: consequences for magnetic remanence acquisition in marine carbonates and Asian loess sequences//Earth Planet. Sci. Lett. 1996. V.140. P.133–146

V. A. Bol'shakov

THE ORBITAL-CLIMATIC DIAGRAM AS THE ALTERNATIVE TO THE DISCRETE INSOLATION CURVES FOR PALAEOCLIMATIC IMPLICATIONS AND CORRELATIONS

The paper demonstrates that discrete insolation curves (DIC) of Milankovitch and his followers can not be used for palaeoclimate modeling, palaeoclimatic interpretations and as a correlation tool. The reason is that DICs do not represent all variations of insolation produced by oscillations of all three orbital elements that influence the climatic system, act at all latitudes and in al seasons and exhibit individual features. Taking into account the specific character of orbital signals is necessary because transformation of each kind of signal into climate oscillations is governed by different mechanisms. Compared to DICs, the orbital-climatic diagram constructed by the author demonstrates better similarity with benthic oxygen isotopic stack LR04 [Lisiecki and Raymo, 2005] in the last 1250 kyr.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 72, 2012 г.

ПАЛЕОКЛИМАТ, ПАЛЕОГИДРОЛОГИЯ И ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗ НА ЮГО-ВОСТОКЕ САЯНО-ТУВИНСКОГО НАГОРЬЯ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ИСТОРИИ ОЗЕРА ТЕРЕ-ХОЛЬ)

А.В.Панин[1], М.А.Бронникова[2], О.Н.Успенская[3], Ю.Н.Фузеина[1], Е.Д.Шеремецкая[1], Е.В.Селезнева[1], Е.А.Константинов[2], Д.В.Магрицкий[1], А.Ланг[4]

[1] Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова; e-mail: a.v.panin@yandex.ru
[2] Институт географии РАН, Москва
[3] Институт овощеводства РАСХН, Московская область, Раменский район, д. Верея
[4] Университет г.Ливерпуль, Великобритания

Озеро Тере-Холь (50,6150° с.ш., 97,3853° в.д.) располагается в небольшой тектонической впадине, имеет площадь 33 км^2, среднюю глубину 0,5 м, максимальную глубину 1,9 м. На берегах озера имеется многолетняя мерзлота, под озером – сквозной талик. Во время эпохи мощного речного стока в конце пленигляциала (после последнего ледникового максимума) на дно впадины выдвигались аллювиальные конуса местных и транзитных рек, обособившие относительно пониженный юго-западный угол впадины. Паводковая активность упала к середине позднего дриаса (около 12200 л.н., здесь и далее – в календарных годах) В период 12200–11000 л.н. гравийно-щебнистые конуса были перекрыты 2–3-метровым слоем тонкозернистого аллювия фации разливов. Озеро имеет термокарстовое происхождение: его появление (11000 л.н.) и расширение его акватории (особенно значительное 9500 л.н. и, возможно, 7300 л.н.) – результат активизации таяния мерзлоты вследствие локального обводнения речными паводками. Условия для такого обводнения были созданы аллювиальным подпруживанием – изоляцией юго-восточного замыкания дна впадины выдвинувшимися в позднеледниковье конусами местных и транзитных рек. Изменения водного режима озера служат индикатором изменений увлажненности климата в голоцене. Первая половина голоцена (до 6200 л.н.) характеризовалась неустойчивым увлажнением, резкими изменениями притока воды в озеро. Повышенном речным стоком отличались интервалы: 11000–10500 л.н., 9500–9300 л.н., 7300–6200 л.н. (максимум увлажненности). В течение второй половины голоцена (после 6200 л.н.) происходила направленная аридизация. Несколько более многоводными были интервалы 3800–3500 л.н. и 2700–2300 л.н., в основном за счет роста подземного водного питания. В засушливые маловодные эпохи 6200–3800 л.н. и 2000 л.н. – наст.вр. сквозное зимнее промерзание приводило к формированию внутриозерных бугров пучения, которые оказались достаточно устойчивыми и представляют сейчас две возрастные генерации многочисленных озерных островов. Последние 2000 лет отличаются наиболее сильной и устойчивой аридизацией, на фоне которой выделяется относительной многоводностью XX век.

"...следует напомнить об ... интересном факте – широком распространении в Туве легенды о Пор-Бажин, утверждающей, что озеро возникло после сооружения крепости... Возможно, что в VIII в оно было сравнительно небольшим или даже его совсем не было, но на этот вопрос должны дать ответ исследования геоморфологов".
С.И. Вайнштейн [1964, с.113]

Озерные водоемы интегрируют водный баланс окружающей территории, и изменения уровней озер в современной, исторической и более древней ретроспективе служат индикатором динамики природных процессов, в особенности климатических изменений, в прошлом. Само появление или исчезновение озер указывает на существенные изменения природной обстановки, рубежи, разделяющие последовательные этапы ландшафтного развития. Озерные отложения содержат (квази) непрерывную запись природных изменений и представляют наиболее полный источник такой информации в арид-

ных и субаридных районах. Изучение истории озер вносит большой вклад в реконструкцию истории природной среды Алтае-Саянского региона и Северной Монголии [Tarasov et al., 2000; Krivonogov et al., 2005; Blyakharchuk et al., 2008; Gillespie et al., 2008]. В этом регионе отсутствием крупных озер выделяется Саяно-Тувинское нагорье, что значительно ограничивает возможности исследования позднеплейстоцен-голоценовой истории этого района. Результаты настоящего исследования частично компенсируют данный пробел. Комплексом методов изучены колонки донных отложений озера Тере-Холь на юго-востоке Тувы, охватывающие всю историю существования современного озерного водоема в Терехольской впадине. Это позволило определить время и причины образования озера, проследить изменения его водного режима и получить первые данные о палеоклимате юго-востока Тувы голоцене.

Объект исследования

Озеро Тере-Холь (одноименное озеро имеется в 170 км к ЗЮЗ, на восточном краю Убсунурской котловины) находится в юго-западном углу Терехольской впадины (рис.1). В последнее время озеро привлекло к себе внимание, в том числе международное [Harke, 2010], в связи с исследованием древнеуйгурского историко-архитектурного памятника «крепость Пор-Бажин» (середина VIII в н.э.), располагающегося на одном из озерных островов (50°36'54" с.ш., 97°23'07" в.д.). Важность знания истории озера для интерпретации памятника, отмечавшаяся еще одним из его первых исследователей С.И. Вайнштейном [1964], послужила дополнительным мотивом для постановки настоящих исследований.

Терехольская впадина – небольшой сдвиговый рифт на юго-западном замыкании Байкальской рифтовой зоны. По геофизическим данным, кристаллическое основание впадины находится на глубинах от 300 м до более 700 м [Кошурников и др., 2008]. Дно впадины представляет пологонаклонную (2–3°) к северо-западу аллювиально-пролювиальную равнину, составленную обширными позднеплейстоценовыми конусами выноса рек Балыктыг-Хем, Эми, Сарыг-Эр и нескольких более мелких водотоков, вступающих на дно впадины преимущественно со стороны ее юго-восточного борта (рис. 1). Общий перепад высот в пределах дна впадины достигает 50–60 м. Ровная поверхность возвышенных и наклонных участков днища отли-

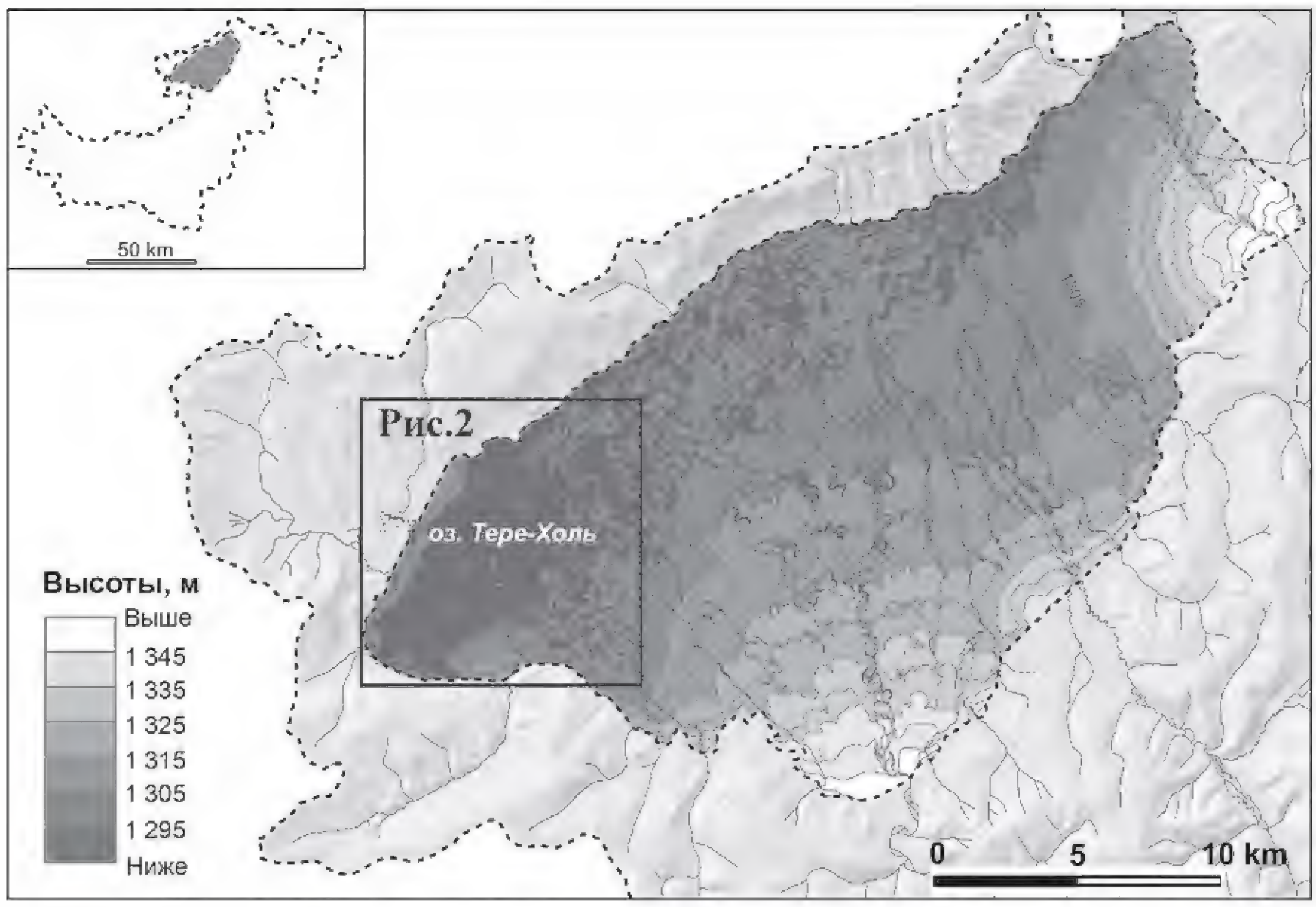


Рис. 1. Гипсометрическая карта дна Терехольской впадины. Пунктирные линии – границы дна впадины и ее водосборного бассейна (врезка).

чается сравнительно однородным растительным покровом. Сухие степи, в том числе залежные, и луговые степи формируют здесь мозаику в зависимости от локальных условий увлажнения, регулируемых рельефом, гранулометрическим составом почв и мощностью деятельного слоя. Древесно-кустарниковые сообщества здесь занимают узкие полосы вдоль русел речек и ручьев.

Самая низкая часть дна впадины проходит вдоль подножья ее северо-западного борта, оставляя впечатление опущенного тектонического блока, маркированного четкой сменой растительности и общего рисунка ландшафта (рис. 1). Для нее характерен мерзлотно-термокарстовый рельеф с неоднородной топографией, выражающейся в мозаичности растительного покрова: сочетании участков лиственничной тайги и влажных луговых степей и лугов с тундровым элементом (ерники) с разбросанными между ними многочисленными термокарстовыми озерами. Локальные возвышения рельефа (формы мерзлотного пучения или термокарстовые останцы первоначальной поверхности) маркируются пятнами злаковых степей. На юго-западном замыкании этой низкой ступени дна впадины находится озеро Тере-Холь.

Водосбор озера площадью 286 км^2, расположен на бортах впадины и прилегающих среднегорьях плато Сангилен, сложенных мраморами и мраморизованными известняками верхнего рифея, прорванными раннепалеозойскими интрузиями гранитоидов. Преобладание на водосборе карбонатных пород оказало существенное влияние на характер озерной седиментации в голоцене: огромное количество карбонатов поступало и продолжает поступать в озеро как с жидким, так и с твердым стоком, определяя химизм озерного осадконакопления. При площади 33,2 км^2 (из них 30,3 км^2 – акватория и 2,9 км^2 – острова) озеро Тере-Холь отличается мелководностью. По данным батиметрической съемки (рис. 2), средняя глубина озера – 0,5 м. Около четверти акватории имеет глубину менее 0,2 м (в основном, на северо-востоке). В наиболее глубокой юго-западной части озера глубина составляет 1,2–1,3 м. Лишь от-

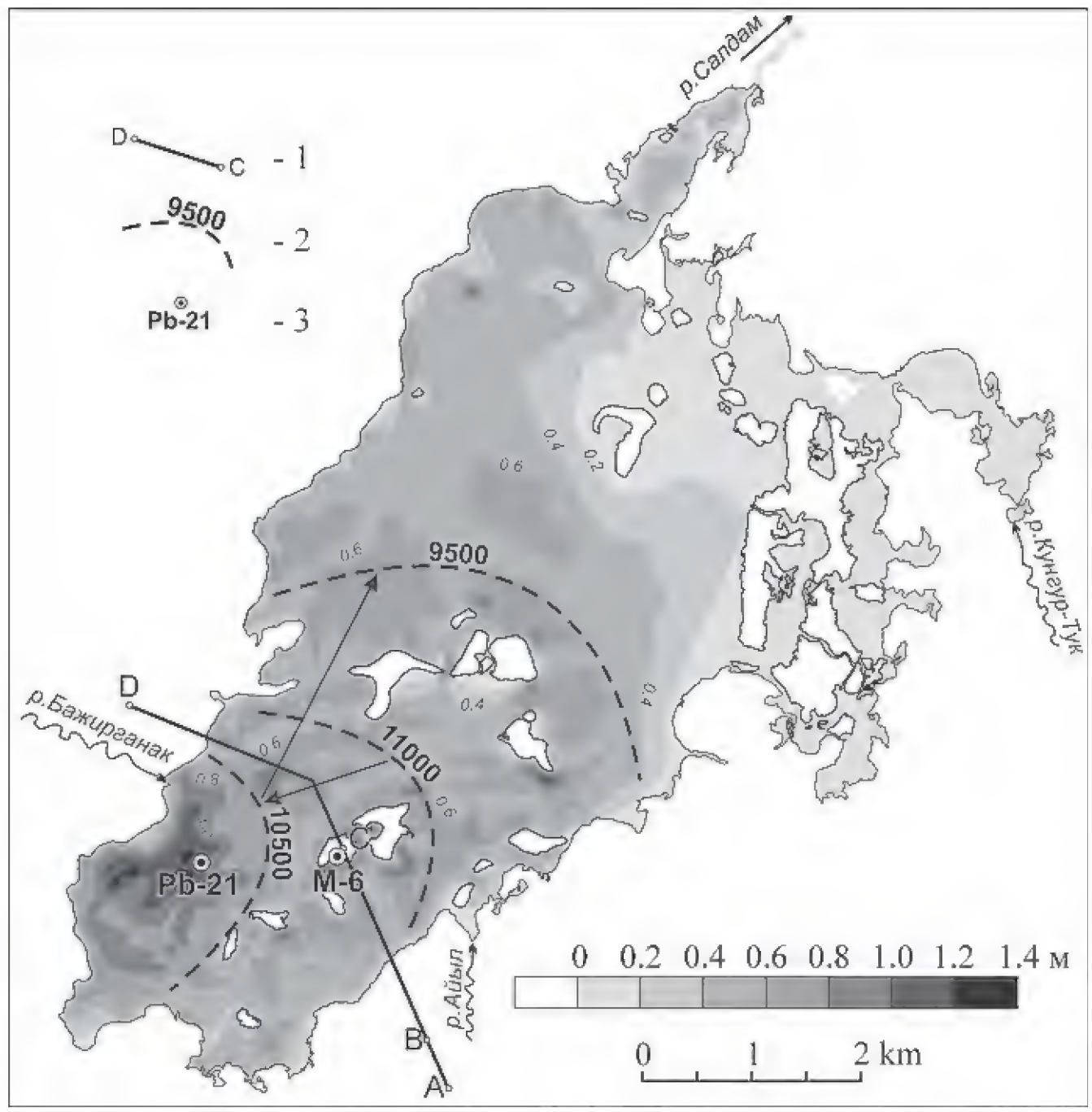


Рис. 2. Батиметрическая карта озера Тере-Холь.

1 – линия профиля (рис. 3, 5); 2 – предполагаемые границы акватории в раннем голоцене (цифры – календарный возраст); 3 – скважины и разрезы, описываемые в тексте.

дельные термокарстовые ямы у берегов острова Пор-Бажин достигают глубины 1,9 м. Сезонные колебания уровня невелики – в пределах первых дециметров, чему способствует проточный характер озера (на северо-востоке из него вытекает р.Салдам – левый приток Балыктыг-Хема) и преобладание подземного питания.

Для понимания современной и голоценовой морфодинамики важны некоторые климатические характеристики района. Климат Терехольской впадины резко континентальный с продолжительной холодной зимой (Тянв= -29°С) и теплым летом (Тиюль= 14,0°С). Среднегодовое количество осадков около 320 мм, из которых лишь 10–20% выпадает в твердом виде, хотя средняя продолжительность существования устойчивого снежного покрова превышает полгода (200 суток). В ветровом режиме преобладают западные ветры (из 8 румбов) – 34% от общей продолжительности ветреной погоды в течение года, а все западные румбы в сумме (З+ЮЗ+СЗ) – 57%. Самые ветреные месяцы год – апрель и май, на которые приходится период освобождения озера ото льда. В эти месяцы наблюдается минимальная за год доля штилей – соответственно 52 и 58% (средняя за год – 70%)и максимальная средняя месячная скорость ветра – 1,5 и 1,6 м/с (средняя годовая – 0,9 м/с). В эти же месяцы наблюдается максимальная доля ветров западных румбов – 77 и 72%. Такой ветровой режим непосредственно сказывается на характере воздействия плавучих льдов на озерные берега.

Отрицательная среднегодовая температура (-6°С), суровость и малоснежность зим и короткий безморозный период (средняя продолжительность 32 дня) располагают к существованию на дне впадины многолетнемерзлых пород (ММП). По данным электроразведки [Кошурников и др., 2008], на юго-западе впадины мощность ММП достигает 170 м. При этом под акваторией озера существует талик, который прерывается на островах линзами мерзлоты мощностью 20–25 м (рис. 3). Типичная мощность деятельного слоя в супесчано-суглинистых грунтах составляет 1,5–2 м, уменьшаясь до 0,8–1,0 м в затененных местах; в песчано-гравийных грунтах деятельный слой мощнее – 2,5–3 м и более.

Распространенная причина образования озерных водоемов в тектонических впадинах – неравномерное опускание их дна. Однако в [Панин и др., 2009] показано, что в случае Терехольской впадины наиболее вероятное объяснение неравномерности поля высот на ее дне – аллювиальная перекомпенсация прогибания при асимметрии водосборной площади (рис.1, врезка), когда обломочный материал поступал во впадину преимущественно с одной, юго-восточной стороны. Другая теоретически вероятная причина образования озера – ледниковое подпруживание. Это явление было широко развито во время последнего ледникового максимума в горных районах Южной Сибири и Северной Монголии, и многие горные озера имеют остаточно-ледниковое происхождение [например, Blyacharchuk et al., 2008]. Ледниково-подпрудное озеро существовало в это время в Дархадской впадине [Gillespie et al., 2008], был значительно поднят ледниковой, а затем моренной подпрудой уровень озера Хубсугул [Krivonogov et al., 2005]. По данным [Gillespie et al., 2008], в Дархадской впадине и ее горном окружении в максимальную стадию последнего оледенения (17–19 тыс.кал.л.н.) при высоте снеговой линии 2100–2400 м.абс. долинные ледники спускались до высот 1600 м. абс. Для соседней Терехольской впадины, высота горного окружения которой заметно ниже, оснований предполагать спуск ледников на дно впадины нет: его абсолютные высоты 1280–1350 м., а геоморфологические и геологические признаки моренной аккумуляции – отсутствуют.

Методы исследования

Для выяснения возраста и происхождения и реконструкции истории озера был заложен ряд шурфов и скважин в пределах акватории, на островах и приозерной аллювиально-пролювиальной равнине (рис. 2). Для извлечения колонок озерных отложений в верхнем метре разреза, представленном мягкими илами, использовался озерный бур, известный как Russian corer, с отборником длиной 1 м и диаметром 10 см. В более плотных нижележащих осадках бурение и отбор осуществлялись с помощью полуцилиндрического отборника диаметром 3 см. При бурении опорной озерной скважины Pb-21 для увеличения объема отбираемого материала и производилось бурение двух параллельных скважин, масштаб глубин которых контролировался на месте путем визуального сопоставления кернов. Проводился сплошной отбор керна с дискретностью 2–5 см, с учетом визуально фиксируемых литологических границ. В нижней половине скважины керн местами анализировался с более широкими интервалами ввиду нехватки материала на все виды анализа вследствие неполного извлечения керна. Перерыв в интервале 160–170 см связан с утратой керна при извлечении отборника из воды. Опорная островная скважина М-6 была пробурена мерзлотным буром Oleo-Mac с диаметром отборника 7 см. Произведен сплошной отбор керна с регулярным интервалом 5 см. Перерывы в пробоотборе связаны с присутствием прослоев льда толщиной >5 см.

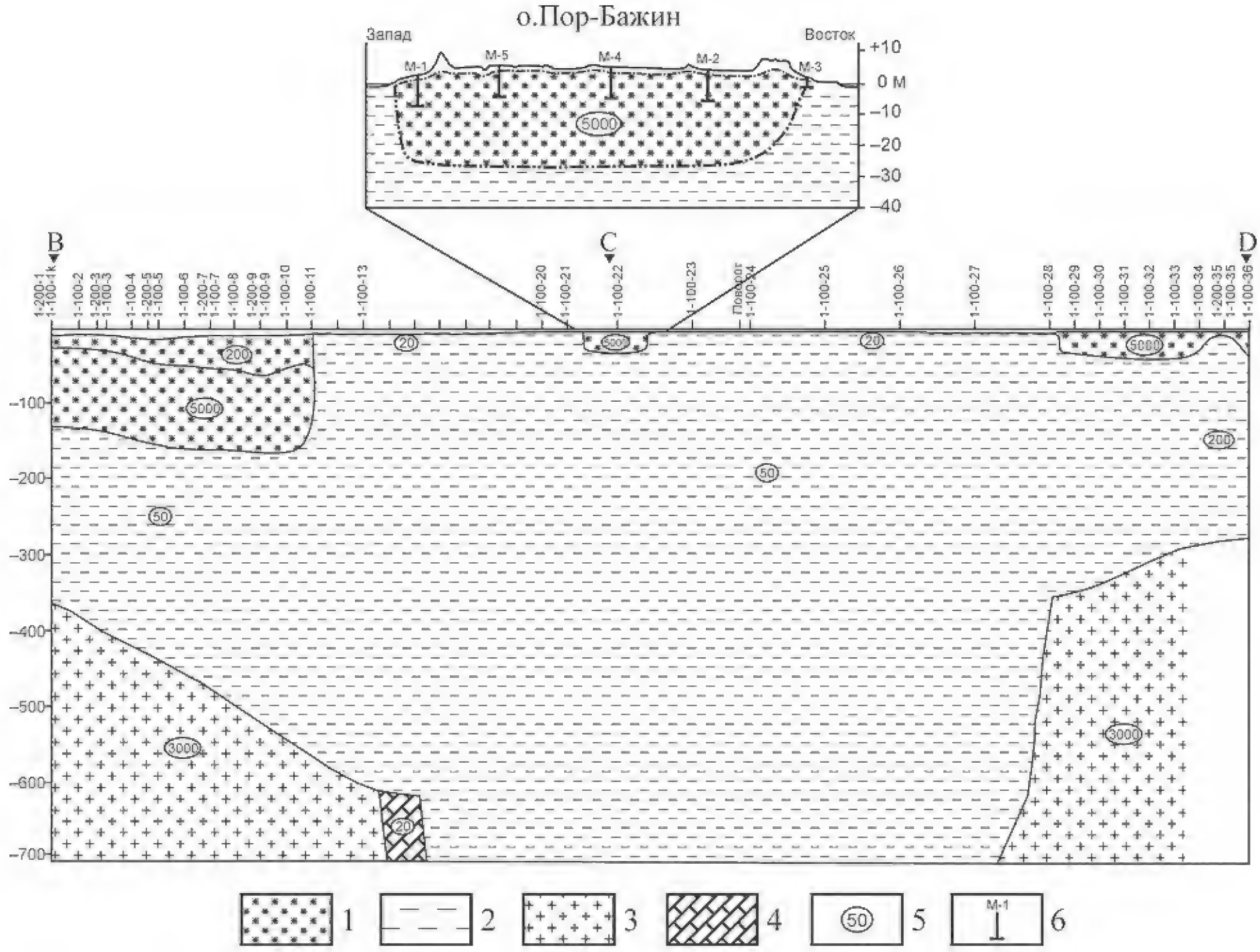


Рис. 3. Разрез юго-западной части Терехольской впадины по данным электроразведки ([Кошурников и др., 2008] с уточнениями в [Панин и др., 2012]). Положение профиля показано на рис. 1Б. За «0» шкалы высот принят уровень озера Тере-Холь.

1 – многолетнемерзлые породы; 2 – талые плиоцен-четвертичные осадочные породы; 3, 4 –породы палеозойского кристаллического фундамента (3 – высокоомные, 4 – низкоомные); 5 – значения электрического сопротивления пород, Ом; 6 – геокриологические скважины.

По отобранным образцам выполнялись следующие виды анализов:

1. *Литологический анализ* включал определение содержания основных осадкообразующих компонентов и гранулометрический анализ минеральной части.

Содержание органической, карбонатной и терригенной (кластической) составляющих осадка определялось через потери при прокаливании (LOI). При прокаливании образца в течение 4–5 часов при температуре 550° сгорает органический углерод, при 950° удаляется CO_2 из карбонатной составляющей [Bengtsson, 1986; Heiri et al., 2001]. В допущении, что карбонаты в образце представлены преимущественно кальцитом, его масса в образце рассчитывалась из отношения молярных масс: $CaCO_3 = (LOI_{950}–LOI_{550})\times2{,}27$. Карбонатное вещество очень разнообразно по морфологии и по генезису. Присутствует некоторое количество биогенных карбонатов – раковин моллюсков. Микроскопическое изучение озерных осадков показало и наличие аллохтонных (терригенных) карбонатов – обломков мраморов и доломитов. Однако большая часть карбонатного вещества имеет хемогенное происхождение.

Для гранулометрического анализа образцы высушивались, растирались с целью удаления агрегатов и последовательно подвергались обработке 4% соляной кислотой (HCl) для удаления карбонатной составляющей и 10% перекисью водорода (H_2O_2) для удаления органического вещества с отмывкой дистиллятом в конце каждой обработки [Фролов, 1993]. Для максимальной детальности гранулометрического анализа размерные фракции выделялись в соответствии с дробной логарифмической гамма-шкалой В.П. Батурина [1947].

Гамма-шкала представляет геометрическую прогрессию с шагом 101/10 (...-1,0-1,25-1,6-2,0-2,5-3,2-4,0-5,0-6,3-8,0-10-...). Эта шкала удобна тем, что при необходимости путем объединения фракций легко конвертируется в стандартную (т.н. техническую) шкалу, принятую в отечественной литологии (...-1,0-2,5-5,0-10-...), а также в некоторые международные шкалы (например, в φ-шкалу Крамбейна). Для фракций крупнее 0,1 мм применялся метод сухого рассева с использованием виброгрохота Analysette 3 Pro (Fritsch). Фракции мельче 0,1 мм после диспергации агрегатов 4% раствором пирофосфата натрия измерялись на лазерном анализаторе размерности частиц Analysette 22 (Fritsch). При интерпретации результатов следует учесть, что, по сравнению с классическими гидравлическими методами, оптические методы определения крупности частиц несколько занижают содержание глинистых фракций [Konert, Vanderberghe, 1997].

2. *Валовой химический анализ* осадков проводился рентген-флюоресцентным методом на спектрометре последовательного действия PW 2400 в лаборатории Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН. Образцы предварительно прокаливались при 950° для удаления органического вещества и карбонатов, потери при прокаливании (ППП) фиксировались повторным взвешиванием. Диагностическое значение для реконструкции условий осадконакопления имеет, прежде всего, соотношение силикатов (породообразующих элементов силикатных пород – Si, Al, Fe, Mg, Na, K) и карбонатов (большая часть Ca). Большая часть карбонатов поступает в озеро в растворенном виде как с поверхностным, так и с подземным стоком. Силикаты слаборастворимы и приносятся в озеро преимущественно в виде обломков пород и минералов с поверхностным стоком. С некоторыми допущениями можно считать, что соотношение силикатной и карбонатной фаз в осадке отражает соотношение поверхностного и подземного стока в водном питании озера. Чем выше содержание карбонатов в осадке, тем меньше в нем терригенного материала, тем менее значительна роль поверхностного стока в питании озера. Высокое содержание таких петрогенных элементов, как Si, Al, Fe, Mg, Na, K, напротив, говорит о значительной доле поверхностного стока в водном питании озера: с речными водами в озеро поступают не только растворенные карбонаты, но и продукты механической денудации, в результате чего доля карбонатов в осадке падает. Как следует из результатов радиоуглеродного датирования, росту доли силикатов в озерных осадках соответствует общее увеличение скорости осадконакопления, а наименьшие скорости соответствуют наиболее карбонатным осадкам.

3. *Комплексный количественный групповой биоанализ* проводился по методике Н.В. Кордэ [1960], модифицированной О.Н. Успенской [1986]. Он заключается в подсчёте сохраняющихся в отложениях микроостатков водорослей всех отделов, беспозвоночных животных, вегетативных частей высших растений, пыльцы и спор высших растений. В 25–50 см^2 воды разводилось 0,5–1 см^2 озёрных отложений естественной влажности. Капли взвеси просматривались под микроскопом (использовался обычный световой микроскоп типа БИОЛАН) в проходящем свете при 280–400-кратном увеличении. Размерность учитываемых остатков 2–250 микрон. Подсчитывалось 300–1000 остатков в каждом образце.

Обстановки осадконакопления диагностировались следующим образом. Преобладание остатков высших растений при отсутствии или незначительном количестве остатков водорослей считалось признаком субаэральной, в том числе болотной обстановки, преобладание водорослей, заметное количество остатков водных животных – признаком озерной обстановки. Следует отметить при этом, что граница между озерным мелководьем и прибрежным болотом – весьма условна. В озерных условиях признаком относительной многоводности, значительного притока воды с водосбора и хорошей проточности считалась большая доля диатомовых водорослей, которым для массового развития требуется достаточная глубина воды, хорошая аэрация, наличие достаточного количества биогенов и кремния. Преобладание сине-зеленых водорослей в совокупности с десмидиевыми, хлорококковыми, вольвоксовыми и золотистыми указывает на мелководье и уменьшение проточности со значительным летним прогревом воды.

4. При *исследовании дневных и погребенных почв* конусов выноса применен профильно-генетический морфо-субстантивный подход. Полевые морфологические описания дополнялись в ключевых разрезах микроморфоологическим исследованием ненарушенных образцов в тонких шлифах под поляризационным микроскопом Nikon E200 Pol в проходящем свете при рабочих увеличениях 40, 100, 400. В помощь морфологической диагностике эволюционно-генетических особенностей почв проводились исследования профильного распределения органического углерода, карбонатов, легкорастворимых солей, некоторых других химических и физико-химических характеристик методами, принятыми в почвоведении [Воробьева, 2006].

5. *Определение абсолютного возраста осадков* производилось преимущественно радиоугле-

родным методом в лабораториях геологического факультета университета г. Лунда (Швеция) (индекс LuS) и института географии РАН (индекс ИГАН). В первом случае определение изотопа ^{14}C производилось масс-спектрометрическим (AMS), во втором – сцинтилляционным способом. Все даты включают поправки на изотопное фракционирование. Четыре из пятнадцати AMS дат были забракованы по результатам построения кривых возраст-глубина и сопоставления с данными биостратиграфии. Даты, участвующие в анализе, приведены в таблице. Калибровка (приведение к астрономическому возрасту) проводилась в программе OxCal 4.1 с использованием калибровочной шкалы IntCal09. Возраст этапов развития озера и отдельных событий его истории определялся по графикам возраст-глубина, т.е. путем интерполяции скоростей осадконакопления. С учетом разброса дат и ширины их доверительных интервалов, погрешности возрастных определений можно оценить в ±200–250 лет.

Была также предпринята попытка датирования доголоценовых песчано-гравийных аллювиальных осадков методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ). Датирование проводилось в лаборатории люминесцентно датирования университета г. Ливерпуль (Великобритания). Предварительная подготовка выявила крайне низкую люминесцентную чувствительность кварцевых частиц. В ОСЛ отклике образцов было выявлено отсутствие доминирования быстро распадающегося сигнала («быстрой компоненты»), что затрудняет применение стандартных аналитических процедур. Отсутствие или слабость быстрой компоненты ОСЛ сигнала – свойство отложений, которое было ранее выявлено в некоторых высокогорных регионах. Его связывают с молодым возрастом кварцевых частиц, короткой дистанцией их транспортировки и ограниченным числом циклов эрозии-седиментации, которые они испытали. Из двух образцов был выбран один, несколько более чувствительный – LV353. Для него было измерено 85 аликвотов, но лишь 14 дали результаты, которые можно было использовать для оценки эквивалентной дозы радиации. Распределение оказалось асимметричным, среднее De = 75,5±23,3 Gy, медианное De = 61,83±4,86 Gy. Вторая оценка принята как лучшая аппроксимация De. По этой оценке был рассчитан возраст 26,7±2,5 тыс.л. Вынужденно использованные 4-мм аликвоты не позволяют идентифицировать хорошо засвеченные («обнуленные») компоненты осадка путем применения более сложных статистических процедур, т.е. в оценке радиационной дозы может содержаться некоторый остаток от прошлых циклов захоронения. Поэтому приведенное значение возраста следует рассматривать как максимальную оценку, т.е. осадок не древнее этой величины.

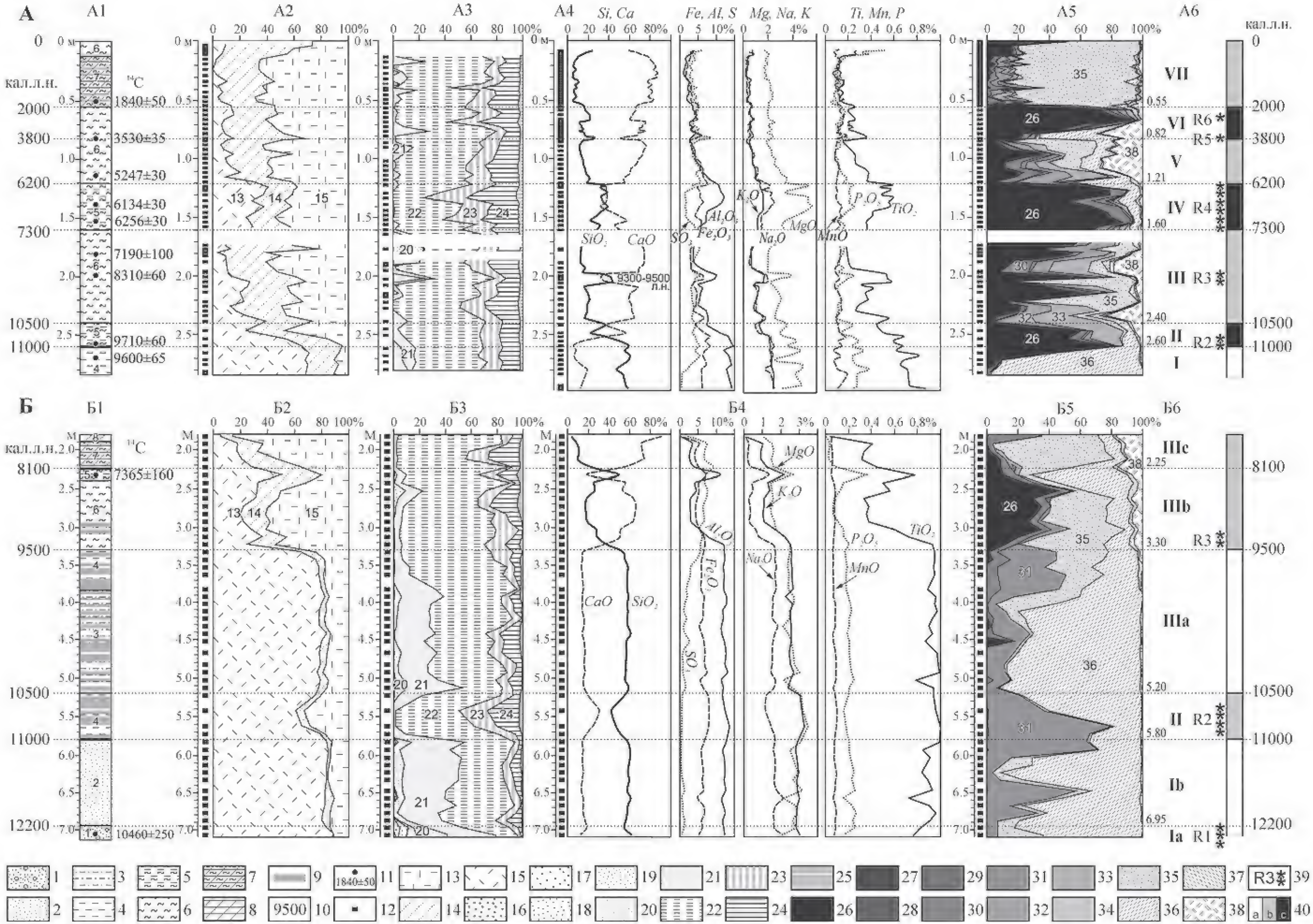
Полученные результаты

По совокупности литологических, физико-химических и органических особенностей в изученных разрезах были выделены местные стратиграфические единицы (в тексте – зоны и подзоны), соответствующие этапам седименто- и морфогенеза территории. Выделенные стратиграфические зоны имеют, как правило, климатостратиграфическое значение, подзоны – литостратиграфическое, например, локальную смену терригенных и озерных обстановок осадконакопления.

История озера наиболее полно запечатлена в осадках, вскрытых скважиной Pb-21 (50,61264° с.ш., 97,36478° в.д.) в относительно приглубой юго-западной части озера. Скважина общей глубиной 286 см полностью прошла 2,6-метровую толщу озерных и углубилась в подстилающие осадки (рис. 4, А1). Озерные осадки представляют собой высококарбонатные био- хемогенные илы (сапропели): по данным микроскопирования, в карбонатной

Рис. 4. Результаты комплексного анализа осадков, вскрытых скважинами Pb-21 (А) и М-6 (Б). Положение скважин показано на рис. 2.

А1, Б1 – литология: 1 – песок разнозернистый с гравием, 2 – песок мелкий алевритистый, 3 – супесь, 4 – суглинок, 5 – ил органо-минеральный, 6 – ил органогенно-карбонатный (сапропель), 7 – ил карбонатный, 8 – озерная известь, 9 – крупные (толщиной более 3 см) прослои сегрегационного льда, 10 – абсолютный возраст (калиброванный), 11 – радиоуглеродные даты и места отбора образцов. А2, Б2 – осадкообразующие компоненты: 12 – интервалы пробоотбора (сплошной отбор с дискретностью 2 см показан вертикальной черной полосой), 13 – терригенное (кластическое) вещество, 14 – органическое вещество, 15 – карбонаты. А3, Б3 – гранулометрические фракции (микроны): 16 – гравий, 17 – песок грубозернистый, 18 – песок крупнозернистый, 19 – песок среднезернистый, 20 – песок мелкозернистый, 21 – песок тонкозернистый, 22 – алеврит крупный, 23 – алеврит мелкий, 24 – глина крупная, 25 – глина мелкая. А4, Б4 – валовый химический состав. А5, Б5 – биосостав: 26 – диатомовые, 27 – желто-зеленые, 28 – эвгленовые, 29 – пирофитовые, 30 – золотистые, 31 – вольвоксовые, 32 – хлорококковые, 33 – десмидиевые, 34 – зеленые нитчатые, 35 – сине-зеленые водоросли; 36 – ткани высших растений; 37 – пыльца и споры высших растений; 38 – животные (преимущественно губки). А6, Б6 – периодизация истории природных процессов: 39 – эпохи повышенного речного стока (интервал времени, номера); 40 - локальная обстановка: 40a – суша, 40b – озеро с низкой проточностью, 40c – озеро с высокой проточностью. Римские цифры – местные стратиграфические зоны и подзоны.


А
А1
А2
А3
А4
Si, Ca
Fe, Al, S
Mg, Na, K
Ti, Mn, P
А5
А6
кал.л.н.
^{14}C
1840±50
3530±35
5247±30
6134±30
6256±30
7190±100
8310±60
9710±60
9600±65
9300-9500 л.н.
SiO2
CaO
Al2O3
Fe2O3
MgO
Na2O
K2O
P2O5
TiO2
MnO
VII
VI
V
IV
III
II
I
R6
R5
R4
R3
R2
Б
Б1
Б2
Б3
Б4
Б5
Б6
7365±160
10460±250
IIIc
IIIb
IIIa
Ib
Ia
R1

составляющей преобладающей формой являются хемогенные тонкодисперсные пропиточные формы кальцита, но присутствуют и карбонатные остатки организмов (раковины моллюсков). Встречаются слои, где биогенные формы карбонатов – арагонит ракушек – могут и преобладать. Озерные илы подстилаются плотными местами оторфованными суглинками субаэрального происхождения. По колонке озерных отложений получено девять ^{14}C масс-спектрометрических дат (таблица). По медианам дат строился график глубина – возраст, по которому определялся возраст осадков на разных глубинах, в том числе границы между биостратиграфическими зонами. По средним темпам осадконакопления колонка делится на две части: ниже 120 см (ранее 6200 л.н.) – 30 см за 1000 лет, выше 120 см (после 6200 л.н.) – 15 см за 1000 лет (без учета слабоконсолидированных верхних 30 см илов). Учитывая вероятную неравномерность осадконакопления и неизбежные погрешности датирования, в некоторых случаях хронологическая привязка по модели глубина-возраст корректировалась в соответствии с данными по другим разрезам, так чтобы стратиграфическое расчленение данной опорной колонки отражало общие для всех разрезов этапы развития.

По данным биоанализа было выделено 7 биостратиграфических зон (рис. 4, А5-А6), легших в основу периодизации истории озера и корреляции между скважинами.

Зона I: глубже 260 см, возраст 11000 л.н. и ранее. Преобладают остатки высших водно-болотных растений (*Phragmites communis, Typha, Carex*), в небольшом количестве остатки водных растений (*Ceratophyllum demersum*). Отмечено максимальное по разрезу количество вторичных сульфидов – следствие резко восстановительных условий, создаваемых разлагающейся органикой. Снизу вверх по слою нарастают признаки обводнения, появляются золотистые, вольвоксовые водоросли, простейшие животные (*Protozoa*), выдерживающие недостаточную аэрацию воды, присутствие в ней органических загрязнений. По мере повышения обводненности и улучшения аэрации нарастает количество диатомовых водорослей и ветвистоусых рачков (*Cladocera*).

Зона II: 260–240 см, 11000–10500 л.н. Низкое содержание остатков высших растений и высокое – диатомовых водорослей. Кроме диатомей-обрастателей, здесь имеется значительное количество планктонных (*Cyclotella*), появились губки. Все это свидетельствует о повышении уровня воды в озере; зародившаяся на предыдущей стадии проточность набрала силу.

Зона III: 240–160 см, 10500–7300 л.н. Очень пестрая по составу преобладающих в разных слоях организмов, что отражает, по-видимому, значительную многолетнюю изменчивость гидрологической обстановки. В целом, по сравнению с предшествующим этапом, характерно снижение обводненности, которое демонстрирует сумма синезелёных, десмидиевых, хлорококковых, вольвоксовых и золотистых. Преобладают то десмидиевые водоросли, для которых проточность – неблагоприятный фактор, то синезеленые водоросли, характерные для водоемов мелких, стоячих, хорошо прогреваемых. Проточность озера сохранилась, так как в отложениях много остатков губок, для массового развития которых обязательна проточность и спокойное течение воды, без ее взмучивания. Встречаются характерные слои ила розоватых оттенков, по своему сложению напоминающие маргарин. К такой разновидности относился и утраченный керн в интервале 160–170 см. Эти свойства обусловлены наличием синезеленой водоросли *Gloeocapsa* из секции *Rhodocapsa*, представители которой имеют оболочки от розовых до красных и красно-коричневых.

Зона IV: 160–121 см, 7300–6200 л.н. Слой откладывался в условиях наивысшей по разрезу глубины и проточности озера. Резко преобладают диатомеи (до 87% от суммы всех биоостатков и до 92% от суммы остатков водорослей). Среди них, главным образом, обрастатели рода *Gomphonema*, во всех пробах устойчиво встречается некоторое количество *Meridion circulare* Ag. – организма быстро текущих вод. Губки почти полностью исчезли, что может указывать на рост мутности воды (вследствие роста притока речных вод и/или на взмучивание донных отложений в результате роста проточности). Исчезли десмидиевые водоросли, а также хлорококковые, характерные для заросших макрофитами, спокойных, неглубоких, прудообразных водоемов.

Зона V: 121–82 см, 6200–3800 л.н. Снижение обводненности и степени проточности, на что указывают снижение обилия диатомей и повышение обилия синезеленых (главным образом род *Microcystis*), десмидиевых (главным образом род *Cosmarium*) и хлорококковых водорослей (главным образом *Tetraedron minimum* Hansg.). В озере обильно разрослись высшие растения, главным образом *Ceratophyllum demersum*, массового развития достигли губки.

Зона VI: 82–55 см, 3800–2000 л.н. Преобладание диатомовых указывает на рост глубин и усиление проточности, но более слабое, чем на предыдущих стадиях обводнения. По-видимому, сказывается заполнение озерной котловины осадками. Высшие водные растения и губки заметно снижаются только в верхней половине слоя. Относительная мелководность озера обусловила состав диатомей: подавляющее их большинство –

обрастатели, планктонная *Cyclotella* встречается редко, *Meridion circulare* нет вообще.

Зона VII: 55–0 см, 2000 л.н. – настоящее время. Абсолютное преобладание синезеленых водорослей. Их остатки вместе с карбонатами представляют основные компоненты илов, имеющих характерное студенистое сложение. Реконструируется мелкое, слабо проточное озеро, «заваленное» мощными осадками из синезеленых водорослей с преобладанием представителей рода *Microcystis*. Достаточно ясно выделяется слой 26–36 см, образовавшийся во время самого низкого стояния уровня воды в озере и (или) самого большого снижения скорости течения воды в нём на рассматриваемом отрезке колонки. Максимум снижения обводнённости – уровень 31–33 см. В этом слое «пики» содержаний остатков высших растений и сине-зелёных водорослей, характерных для практически стоячих, хорошо прогреваемых, мелких водоёмов. О том же свидетельствует почти полное отсутствие остатков губок, для жизнедеятельности которых необходима хотя бы минимальная проточность водоёма. Выше и ниже этого слоя они довольно уверенно присутствуют, хотя и в небольших количествах. Заметные количества диатомовых водорослей наблюдаются в образцах выше слоя 26–36 см, постепенно увеличиваясь к поверхности отложений. Это свидетельство появления и последующего усиления водообмена в озере. Особенно заметен рост диатомовых в верхних 12 см. Это неконсолидированные илы полужидкой консистенции, относящиеся, очевидно, к последним одному-двум столетиям. В отдельную биозону эти осадки не выделяются, поскольку временной ранг наметившейся тенденции неизвестен: это может быть короткопериодная флуктуация, примеры которых дают Зоны V и III. Однако на фоне средних условий последних 2000 лет это климатическая аномалия в сторону увлажнения.

Выполненная реконструкция уточнялась по литолого-геохимическим данным (рис. 4, A1-A4). Отложения доозерного этапа (Зона I) характеризуются наивысшей долей терригенного компонента в осадке (остаток после удаления карбонатной и органической составляющих достигает 65–70%), а также наивысшим по разрезу содержанием окиси Si (50–60%) и большинства породообразующих элементов, входящих в состав силикатов – Al, Fe, K, Na, Mg, Ti. Очевидно, эти элементы были принесены в составе обломочных частиц – продуктов разрушения силикатных, прежде всего гранитоидных, пород на водосборе. Осадки можно диагностировать как аллювиальную пойменную фацию, или, с учетом локальной ситуации, как ее аналог – фацию разливов конусов выноса и внутренних дельт. В пользу этого говорит и заметная опесчаненность отложений, хотя их в целом тонкий, преимущественно алевритовый, состав указывает на положение в периферической, застойноводной части системы аллювиальных конусов.

С установлением озерного режима (Зона II) доля терригенных компонентов и содержание Si в осадках резко падает, а содержание карбонатов – возрастает. Доминирование органо-карбонатного типа осадконакопления в течение всего периода существования озера отражает преобладание подземного водного питания над притоком поверхностных вод, что объясняется засушливым климатом и малыми размерами впадающих в озеро водотоков, особенно в его юго-западной части, где расположена скважина. Основным источником минеральной фазы для осадконакопления становится вещество, приходящее в растворенном виде, а механический привнос обломочного вещества приобретает подчиненное значение.

Соотношение SiO^2/CaO служит геохимическим индикатором типа водного питания озера и палеогидрологии его бассейна. Из выделенных эпох самая влажная, характеризующаяся максимальным поверхностным стоком – Зона IV (6200–7300 л.н.). Рост Si сопровождается здесь не только падением доли карбонатов, но и ростом содержания породообразующих элементов. Это обусловлено поступлением в озеро продуктов механической денудации с речными водами. Короткий период значительного роста речного стока выделяется по тем же критериям внутри Зоны III в интервале 198–206 см (9300–9500 л.н.), периоды менее значительного роста – внутри Зоны VI в интервалах 77–82 см (3500–3800 л.н.) и 60–66 см (2300–2700 л.н.). На диаграмме биосостава росту силикатной составляющей соответствует рост доли диатомовых и падение сине-зеленых водорослей, отражающие увеличение глубины и динамики водообмена. В других случаях, например, в Зоне III на глубинах 224–230, 207–214, 175–182 см, и особенно в середине Зоны VI в интервале глубин 66–77 см, рост диатомовых не сопровождается ростом содержания основных компонентов силикатной фазы – Si и Al. Это можно связывать с увеличением притока воды в озеро за счет одних подземных источников, без увеличения роста стока поверхностных вод, возможно, на фоне снижения испарения. Вероятно, это происходило в периоды похолодания и/или увеличения общего количества осадков летнего сезона без роста их интенсивности.

Резкое падение Si и рост Ca на границе Зон IV и V можно интерпретировать как скачкообразный рост аридизации и сокращение поверхностного стока. Такая направленность изменений в виде общей тенденции сохраняется выше по разрезу.

После небольшого роста в пределах Зоны VI еще одно скачкообразное снижение Si имеет место на границе Зон VI и VII. Минимальные по разрезу содержания Si и максимальные – Ca наблюдаются в пределах Зоны VII. Эти последние 2000 лет отличаются наибольшей засушливостью и минимальными величинами поверхностного стока за весь голоцен. На этом фоне выделяется последнее столетие, демонстрирующее признаки обводнения – рост диатомовых и Si и падение Ca в верхних 12 см разреза. Рост других элементов, связанных с силикатами, в одних случаях имеет место, но относительно невелик (Fe, Al, Ti), в других – не наблюдается совсем (K, Na, Mg). Значительный (4–5-кратный) рост фосфора можно считать признаком ранее не проявлявшейся антропогенной активности.

Гранулометрический состав озерных осадков интегрирует целый комплекс локальных природных условий. Наиболее устойчивое присутствие песка характерно для доозерного (Зона I) и раннеозерного (Зона II) этапов, характеризовавшихся значительным поступлением терригенных осадков с речными водами. В пределах контрастной по условиям проточности озера Зоны III отмечается рост песка, соответствующий эпизоду повышенного речного стока R3. Выше по разрезу содержание песка перестает коррелировать с поступлением речных вод. В наиболее обильной речными водами Зоне IV = R4 содержание песка минимально. Два эпизода роста речного стока в пределах Зоны VI (R5, R6) повышением содержания песка не отмечены. Напротив, в верхних 120 см разреза нерегулярные пики песка тяготеют к наиболее маловодным интервалам (минимумы Si и максимумы Ca). Это можно объяснить тем, что во время и после среднеголоценовой многоводной эпохи (Зона IV = R4) акватория озера увеличилась настолько, что в эту наиболее удаленную от притоков часть озера стали поступать речные наносы лишь алевропелитовой размерности, песчаные же наносы стали полностью перехватываться в приустьевых частях акватории. Присутствие песчаных частиц в разрезе можно связывать с эоловым транспортом, который усиливался при увеличении аридности и, наоборот, ослаблялся в эпохи роста атмосферных осадков, когда активизировался речной сток.

Скважина М-6 глубиной 7,1 м пробурена на острове Пор-Бажин на высоте 2,2 м над водной поверхностью. В верхнем полуметре разреза скважина вскрыла пылеватый материал – продукты разрушения стен крепости Пор-Бажин (они выстроены из утрамбованных озерных илов). Отбор и последующий анализ керна производились с глубины 180 см, где была вскрыта многолетняя мерзлота (рис. 4Б). Средняя скорость осадконакопления по медианам двух валидных дат на глубинах 230 и 705 см (№10 и 11 в таблице) оценивается в 120 см/1000 лет. Это условная скорость: не менее 50% объема осадка занимает постседиментационный шлировой лед. Колебания льдистости в разных частях разреза и выявленные изменения типа осадконакопления ограничивают возможности оценки возраста осадков по средним скоростям накопления. Эти скорости использовались поэтому для грубой оценки возраста, которая уточнялась путем корреляции со скважиной 21. По литологическим данным выделено три этапа осадконакопления, хронологически и по биосоставу хорошо сопоставляющиеся с первыми этапами развития озера, выделенными в качестве биостратиграфических зон в скважине 21. Биостратиграфический критерий для выделения этапов осадконакопления сохраняется и в скважине М-6, хотя здесь в силу неоднократной смены озерной и субаэральной обстановок осадконакопления возрастает роль чисто литологических признаков. Поэтому для обеих скважин принята общая нумерация этапов седиментации (римские цифры на рис. 4, А6, Б6). Два из этапов разделены на подэтапы, отражающие сначала временное, а затем окончательное распространение озерного водоема в район будущего острова Пор-Бажин.

Этап Ia: 710–695 см, окончание 12200 л.н. (с вероятностью 68% – между 11800–12600 л.н.). Разнозернистый песок с гравием, накапливавшийся как русловая фация во фронтальных частях аллювиальных конусов (скорее всего, конуса р.Айыл). Бурением затронуто лишь самое окончание этапа. Большая погрешность радиоуглеродной даты позволяет уверенно говорить лишь, что оно приходится на поздний дриас: медиана даты приходится на середину этой эпохи (12200 л.н.), а края 1?-интервала – на ее начало (12600 л.н.) и рубеж с голоценом (11800 л.н.).

Этап Ib: 695–580 см, ~12200–11000 л.н. Алевритистый тонко-мелкозернистый песок фации разливов на периферии аллювиальных конусов. О терригенном (пойменно-аллювиальном) типе осадконакопления свидетельствует высокая доля силикатов и низкое содержание карбонатов в осадке, а также преобладание в биоостатках фрагментов высших растений (до 91%). Рост доли вольвоксовых водорослей в интервалах глубин 675–680 и 645–660 см (до 57%) говорит об эпизодах кратковременного обводнения, скорее всего, локального характера.

Этап II: 580–520 см, 11000–10500 л.н. Алеврит глинистый с незначительной примесью тонкого песка – осадки мелководного водоема со значительным поступлением речных вод: содержание Ca возрастает вдвое (до 30%), Si – падает в пол-

тора раза (до 40%), но остается значительным. Преобладание вольвоксовых водорослей (до 80% от суммы биоостатков) при почти полном отсутствии золотистых указывает, что водоём был стоячим, возможно, пересыхающим. Прямая интерполяция по скоростям осадконакопления дает оценку начала этапа около 11100–11200 л.н., что позволяет коррелировать его с начальным этапом появления озера в районе скважины 21, соответствующим Зоне II (11000–10500 л.н.). Вероятно, в районе скважины М-6 была прибрежная часть этого озера, либо здесь существовал самостоятельный, быстро исчезнувший водоем типа пойменной лайды.

Этап IIIa: 520–330 см, 10500–9500 л.н. Супесь, накапливавшаяся в пойменно-аллювиальной обстановке, аналогичной этапу Ib. Сохраняется высокий уровень содержания элементов силикатных пород и относительно низкий – карбонатов (очевидно, они тоже терригенно-кластического происхождения). В нижней половине слоя от 70% до 90% биоостатков принадлежит высшим растениям, что дополнительно указывает на терригенный режим седиментации. В середине слоя появляются четкие признаки обводнения: (1) с глубины 405 см (возраст около 9900 л.н.) резко возрастает присутствие сине-зеленых водорослей (до 24–42%), а с глубины 385 см – и вольвоксовых (до 30–44%); (2) на глубине 450см есть небольшой пик диатомей, состоящий главным образом из планктонной Fragilaria capucina (принесена речными паводковыми водами?); (3) с 395 см начинает падать содержание песка. При этом соотношение терригенно-кластической, биогенной и карбонатной компонент осадка не меняется. Реконструируется обстановка мелководного пойменного водоема со стоячей водой, основным источником осадконакопления в котором являются речные паводковые воды. Вполне вероятно, что причиной формирования водоема было постепенное термокарстовое проседание в береговой зоне раннеголоценового озера Тере-Холь.

Этап IIIb: 330–225 см, 9500–8100 л.н. Органогенно-карбонатный ил, откладывавшийся в условиях относительно приглубого (>1 м) озера. Свидетельство этого – преобладание в осадках диатомовых водорослей (до 46% от суммы биоостатков), которым для массового развития требуются: достаточная глубина воды, хорошая её аэрация, наличие в ней необходимого количества биогенов. Второе свидетельство – наличие в составе диатомей планктонных видов *Ciclotella* и *Fragilaria* capucina (до 48% от суммы остатков диатомовых водорослей). В озере установилась постоянная проточность воды: остатки губок составляют до 7% от суммы биоостатков.

Начиная с глубины 245 см ощущается уменьшение глубины: в сумме биоостатков снижается доля диатомовых, растет – высших растений. Верхняя граница слоя резкая, эрозионная, что свидетельствует о субаэральном перерыве в осадконакоплении. В верхних 5–10 см слоя материал темно-серый до черного, содержание карбонатов здесь падает более чем вдвое, содержание силикатов поднимается в 1,5–2,5 раза без заметной трансформации механического состава. Такие изменения, вероятно, объясняются остаточным накоплением силикатов при вымывании карбонатов в субаэральной обстановке. Перерыв отнесен ко времени около 8100 л.н. – несколько позже медианы имеющейся вблизи кровли слоя ^{14}C даты, но значительная погрешность даты не позволяет считать погрешность этой оценки меньшей, чем ±200 лет (1?). Судя незначительной глубине субаэральной переработки, перерыв был коротким – несколько десятилетий. Причина перерыва могла быть локальной: криогенное выпучивание озерного дна в результате сквозного промерзания озера, сопровождавшего его общее обмеление.

Этап IIIc: выше 225 см, менее 8100 л.н. Карбонатные илы, отлагавшиеся на хорошо прогреваемом озерном мелководье: резко падает количество силикатов и растет – карбонатов, в составе биоостатков увеличилось количество синезелёных водорослей, упало обилие диатомей. Верхние 10 см колонки (глубина 180–190 см) – озерный мергель белесого цвета с кремовым оттенком. Проточность сохранилась: содержание остатков губок не уменьшилось. Экстраполяция скоростей осадконакопления вверх по разрезу, с учетом исчезновения льдистости, дает оценку времени окончательного прекращения озерной седиментации между 4–5 тыс.л.н. – этот интервал можно считать оценкой времени появления острова.

Обсуждение результатов

Результаты изучения опорных скважин, с учетом дополнительных данных бурения (рис. 5), позволяют следующим образом реконструировать историю юго-западной части Терехольской впадины в конце позднеледниковья – голоцене.

Для конца позднего плейстоцена были характерны высокоамплитудные изменения стока рек, стекающих на дно впадины. На юго-восточном побережье озера Тере-Холь они оставили два уровня аллювиальной аккумуляции (рис. 5). Верхний уровень представлен останцом древнего конуса р.Айыл, сохранившимся у тылового шва дна впадины. Завершающие фазы накопления аллювия датированы по ОСЛ временем не ранее 26,7±2,5 тыс.л.н. (LV353; см. раздел «Методы исследова-

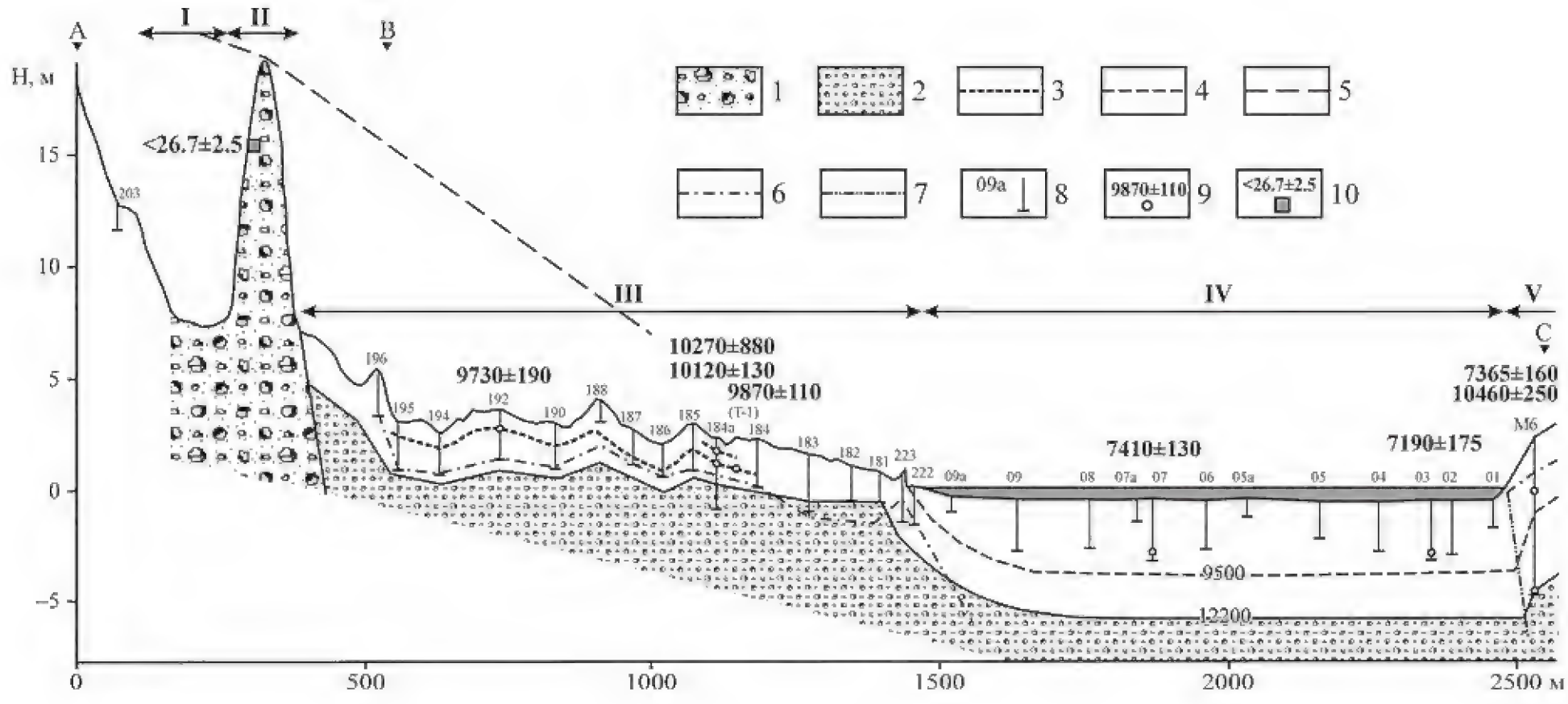


Рис. 5. Геолого-геоморфологический профиль через юго-восточную часть озера Тере-Холь и прилегающий участок дна котловины: А -, Б - геокриологический профиль Положение профиля показано на рис. 1Б. За «0» шкалы высот принят уровень озера Тере-Холь.

1 – галечно-валунный аллювий сартанской эпохи (MIS 2); 2 –гравийно-галечный аллювий позднеледниковья (>12200 тыс. кал.л.н.); 3 – почвы, погребенные в песчано-глинистом аллювии фации разливов конца позднеледниковья – начала голоцена (между 10,5–12,2 тыс. кал.л.н.); 4 – подошва голоценовых озерных илов (около 9,5 тыс. кал. л.н.); 5 – размытая поверхность сартанского конуса выноса р. Айыл; 6 – кровля многолетней мерзлоты; 7 – подошва многолетней мерзлоты; 8 – скважины и их номера; 9 – радиоуглеродные даты и места отбора образцов; 10 – ОСЛ дата (тыс.л.н.) и место отбора образца. Римские цифры – элементы рельефа: I – эрозионная ложбина позднеледниковья, II – останец сартанского конуса выноса, III – позднеледниковый конус выноса р. Айыл, IV – раннеголоценовая термокарстовая впадина озера Терехоль, V – среднеголоценовый бугор криогенного пучения (о. Пор-Бажин).

ния»), т.е. окончание формирования этого аккумулятивного уровня можно отнести ко времени около максимума сартанского криохрона (20–23 тыс.кал.л.н. или 17–20 тыс.^{14}C л.н.) – не только холодного, но и засушливого (криоаридного) интервала, для которого были характерны снижение поверхностного стока и аккумуляция в долинах рек [Равский, 1972; Цейтлин, 1979; Спасская, 2009 и др.]. Древний конус Айыла был размыт в результате роста стока после максимума сартанского криохрона в эпоху повышенного речного стока R1. Точное время начала этой эпохи неизвестно, окончание относится ко времени перед началом голоцена. Во время этой эпохи был достигнут высокий уровень флювиальной активности, никогда не достигавшийся позднее, в голоцене. На дно впадины выдвигались грубообломочные конусы крупных (Балыктыг-Хем) и малых (Айыл, Кунгур-Тук, Бажирганак) рек. Благодаря асимметрии водосбора впадины (рис. 1, врезка), ее юго-западный угол был полуизолирован, здесь создалась обстановка низинного болота, питаемого разливами мутных речных вод.

Формирование грубообломочных конусов закончилось где-то внутри позднего дриаса (12200±400 кал.л.н.). Это интерпретируется как результат падения мощности речных паводков. Блуждание речных русел по поверхности конусов прекратилось, но она продолжала затапливаться речными водами во время паводков, и кровля грубообломочного аллювия стала перекрываться суглинками и супесями фации разливов (аналог пойменной фации в обычных долинах). Мощность накопившихся осадков более 1 м – на акватории современного озера и до 2 м ближе к краю дна впадины. Внутри этой толщи имеются 1–2 погребенных почвы с ^{14}C датами, соответствующими рубежу плейстоцена-голоцена (10120±130) или самому началу голоцена (9870±110). В разрезах, где имеют место обе почвы рубежа плейстоцена и голоцена, они разделены 20–50 см отложений, характеризующихся отчетливой крупной слоистостью. Это свидетельствует о высокой, скорости осадконакопления и подчеркивает, что фазы формирования этих почв разделяет очень незначительный временной отрезок.

Описанные палеопочвы, близкие по возрасту, резко отличаются по генезису. Более ранняя из них имеет сравнительно хорошо развитый профиль. Для него характерен очень темный, практически

черный гумусовый горизонт, мажущийся, с неглубокими (до 40 см) клиновидными структурами, имеющими широкое устье, переходящими глубже в узкую трещину (близкое залегание мерзлоты). Горизонт несет признаки биологической активности (поры-камеры, заполненные копролитами) имеет сингенетическую биогенную гранулярно-комковатую структуру и вторичную эпигенетическую блочно-крупноплитчатую, сформированную более поздними криогенными процессами. Подгумусовые горизонты имеют выраженные признаки сезонного надмерзлотного переувлажнения (холодная окраска, мелкие сегрегации оксидов железа). И на макро, и на микро уровне в этой почве наблюдаются признаки сингенетических криогенных процессов, таких как морозная сортировка материала, турбации и солифлюкции. Последние иногда полностью дефрагментировали органо-аккумулятивный горизонт на древнем склоне. Эти почвы тиксотропны, особенно хорошо тиксотропия выражена в их гумусовом горизонте. Для подгумусового горизонта, наряду с признаками надмерзлотного переувлажнения, характерен максимум содержания карбонатов. Такой профиль мог формироваться под луговой степью (или тундро-степью) с близко залегающей многолетней мерзлотой и вследствие этого затрудненным внутренним дренажем в период сезонного протаивания мерзлоты. Вероятно, в период сезонного протаивания происходил латеральный подток и аккумуляция карбонатов в профиле в виде пропиточных форм, а в летний период, после просыхания почвы, некоторое их элювиально-иллювиальное перераспределение.

Следующая погребенная почва слаборазвита, имеет светло окрашенный гумусовый горизонт, профиль с отчетливой элювиально-иллювиальной дифференциацией по карбонатам и сравнительно небольшой их аккумуляцией в горизонте BCA (около 10% $CaCO_3$, что сопоставимо с содержанием карбонатов в гумусово-аккумулятивном горизонте предшествующей почвы и в 1,5–2 раза меньше, чем содержание карбонатов в горизонтах BCA первой погребенной и дневной почвы). Маломощный органо-аккумулятивный горизонт этой почвы имеет в различной степени выраженные вертиковые признаки: очень прочную острогранную наклонно-микроблочную, или крупитчатую структуру, сетчато-околопоровую ориентацию плазмы, очень компактную упаковку общей массы, высокое содержание смектитов. Отметим, что почвы с вертиковыми признаками, хотя и описаны единично в мерзлотных областях (Еравненская котловина, Бурятия) [Ковда и др., 2010], являются экзотом в современном почвенном покрове криолитозоны. Их появление здесь связывают с потеплением последних десятилетий, вызвавшим деградацию мерзлоты и рост мощности деятельного слоя.

Описанная погребенная почва с вертиковыми признаками не имеет никаких очевидных сингенетических признаков криогенеза. Формирование таких почв на рубеже плейстоцена-голоцена, очевидно, следует рассматривать как свидетельство быстрых климатических изменений, а именно общего потеплении (отсутствие выраженных криогенных признаков: гумусовых клиньев и турбаций) и аридизации, приведшей к подавлению биологической активности (светлое, буроватое органическое вещество). На фоне общего потепления, а, следовательно, увеличения мощности деятельного слоя, возросла сезонная контрастность увлажнения: при выраженном росте летних температур и уменьшении суммы летних осадков, имели место периоды влагонасыщения, связанные с увеличением суммы зимних осадков и/или с сезонным паводковым затоплением. Такой водный режим обусловил развитие вертиковых признаков.

Отраженные в двух последовательных погребенных почвах климатические события соответствуют выделенному в [Воробьева, 2010] для Прибайкалья финально-сартанскому похолоданию, сопоставляемому с поздним дриасом в Европейской части (12,9–11,6 кал. лет BP) и финально-сартанской – раннеголоценовой аридизации климата (около 11,6 тыс. кал. лет). Почвы фиксируют короткие перерывы в затоплении поверхности конуса, чередовавшиеся с периодами роста паводков. В один из таких периодов началось образование озера Тере-Холь ~11000 л.н. Озеро первоначально разлилось на значительную часть современной акватории, однако просуществовало оно в таком состоянии относительно недолго – не более 500 лет. По окончании периода высокого речного стока ~10500 л.н. озеро сократилось в размерах и сконцентрировалось в наиболее приглубой юго-западной котловине (рис. 2). Вероятно, это было связано с формированием подозерного талика и связанным с этим проседанием поверхности. Приблизительно в то же время прекращается накопление пойменных осадков (фации разливов) на конусе руч. Айыл (рис. 5). Очевидно, это связано с врезанием ручья в конус вследствие опускания базиса эрозии.

Дальнейшая история озера тесно связана с динамикой влажности климата в голоцене. Проточность озера не позволяла значительно изменяться его среднему уровню и глубинам. Откликом на изменения водного баланса были изменения степени проточности озера: в относительно многоводные эпохи она возрастала, в маловодные озеро характеризовалось полузастойным режимом,

а в прибрежных мелководьях могли создаваться микроусловия испарительного бассейна. Проточность («многоводность») озера могла расти путем увеличения преимущественно подземного водного питания при росте общей увлажненности климата. В таких случаях уровни воды в озере должны были оставаться достаточно стабильными. Сезонный рост уровней с их последующей сработкой до фоновых значений, обеспечиваемых подземным питанием, мог происходить за счет увеличения в водном балансе озера роли речного стока – весенних половодий или летних дождевых паводков.

Второй этап распространения озера, когда оно окончательно заняло центральную часть нынешней котловины, датируется временем порядка 9500 л.н. (появление озерных отложений в скв. М-6). Это происходит внутри эпохи 10500–7300 л.н., отличавшейся контрастными колебаниями проточности озера на общем маловодном фоне. Расширение акватории озера коррелирует с короткой фазой роста речного стока 9300–9500 л.н. Судя по датам из низов озерных отложений в скважинах на акватории к югу от острова Пор-Бажин (рис. 5), южная береговая линия озера заняла положение, близкое к современному. Тем не менее, есть основания предполагать, что окончательное расширение акватории до ее современной конфигурации относится к наиболее многоводной в голоцене эпохе 7300–6200 л.н. Для этой эпохи характерен рост речного стока, что должно было вызвать увеличение сезонных амплитуд колебания уровня воды. Именно к этой эпохе относятся, очевидно, озерные террасы, узкими наклонными полосами на уровне 1,5–2,5 м над современным озером окаймляющие его южные, западные и северные берега. Террасы отсутствуют только на северо-восточном побережье, что дает основание считать, что в этом направлении происходило разрастание акватории, в то время как на остальных берегах формировались озерно-термокарстовые террасы. В пользу этого говорит и наличие на дне озера в его северо-восточном углу затопленного отрезка русла р. Салдам, лишь полузаполненного озерными осадками.

Расширение акватории озера происходило, таким образом, в три этапа, причем не менее половины площади акватории существовало уже в раннем голоцене, а близких к современным размеров озеро достигло не позднее середины голоцена (рис. 2). Соответствие импульсов расширения акватории периодам роста речного стока позволяет отводить последним ключевую роль в механизме экспансии озера. Обращает внимание, что установлению озерного режима, фиксируемого изменениями литологических характеристик осадков, всегда предшествовали признаки локального обводнения по составу органических остатков – ср. границы зон I–II в скважине 21, зон Ib–II и IIIa–IIIb в скважине М-6 (рис. 4). Очевидно, сезонные повышения уровня воды способствовали активизации протаивания мерзлоты в береговой зоне и постепенному проседанию поверхности с формированием прибрежных болот или мелководных вторичных водоемов, в которые минеральное вещество продолжало поступать с разливами речных вод. За этим следовало включение участка в состав акватории и окончательное формирование сквозного талика.

Если эпохи увлажнения климата сопровождались активизацией термокарста на прибрежной низине, расширением озера и подозерного талика, то в маловодные эпохи происходила регенерация мерзлоты: многочисленные озерные острова формировались в результате выпучивания озерного дна при сквозном промерзании озера, которое облегчалось в маловодном состоянии. На обнаженных участках дна происходила регенерация высокольдистой мерзлоты. Новообразованная мерзлота отличается от плейстоценовой пониженной мощностью – 20–25 м против 130–170 м (рис. 3). Время появления острова Пор-Бажин оценивается по прекращению озерного осадконакопления в скважине М-6 между 4–5 тыс.л.н. (вторая половина маловодной эпохи V). Аналогичный возраст и механизм формирования предполагается для других высоких островов в центральной части озера. Для ряда низких островов в центре и на северо-востоке акватории имеются 14C даты, свидетельствующие об их появлении в маловодную эпоху последних 2000 лет.

В противоположность ледниково-подпрудным озерам Южной Сибири и Северной Монголии, которые в голоцене испытывали сокращение вплоть до полного исчезновения [Krivonogov et al., 2005; Blyakharchuk et al., 2008; Gillespie et al., 2008], аллювиально-термокарстовое озеро Тере-Холь в голоцене демонстрировало экспансию. Показательно, что эта экспансия была связана не с потеплением климата, а с местным обводнением, обусловленным морфодинамическими процессами гидрологической природы – подпорными явлениями в связи с выдвижением аллювиальных конусов, импульсным разрастанием акватории в периоды роста речного стока на фоне постепенного медленного разрастания озера вследствие поднятия дна за счет накопления озерных осадков. С другой стороны, многочисленные внутриозерные бугры пучения, образовавшиеся в засушливые периоды при глубоком промерзании обмелевшего водоема, демонстрируют наличие достаточных запасов холода для стабильного существования

в течение столетий и тысячелетий, включая аномально теплые последние десятилетия. Таким образом, голоценовая история Терехольской впадины хорошо иллюстрирует тезис [Конищев, 2009], что динамика многолетней мерзлоты определяется изменениями не столько температур, сколько теплофизических свойств земной поверхности.

Основные черты выявленных в Терехольской впадине изменений увлажненности климата в голоцене – неустойчивое, с контрастными изменениями увлажнение в первой половине голоцена с наибольшим увлажнением в период 7,3–6,2 тыс.л.н. (кал), и тенденция к иссушению во второй половине голоцена (после 6,2 тыс.л.н. кал.) с максимальной аридизацией в последние 2000 лет. Близкие закономерности – наиболее влажные условия в середине и аридизация в конце голоцена – выявлены в соседних регионах Центральной Азии. По данным изучения озера Хотон-Нур [Tarasov et al., 2000], в северо-западной Монголии увлажнение климата со сменой степей лесостепями и ростом обильности планктонных диатомей в озере произошло между 10–10,5 тыс. кал. л.н., обратные процессы, фиксирующие резкую аридизацию, отмечены чуть ранее 4 тыс. кал.л.н. Эти изменения увлажненности связываются авторами с голоценовой динамикой Восточно-Азиатского муссона. Озеро Жуе в северо-западном Китае демонстрирует максимальную увлажненность климата между 7,4 и 4,7 тыс.л.н. (кал), а максимальная в голоцене аридность наступила после 1,6 тыс.л.н. (кал) [Li et al., 2009]. Авторы полагают, что эти изменения обусловлены динамикой как восточного муссона, так и Западного переноса воздуха. По их мнению, относительная аридность начала голоцена объяснялась слабостью только еще набиравшего силу восточно-азиатского муссона и сухостью западных ветров. В среднем голоцене увлажнение климата Центральной Азии объясняется действием как влажного Западного переноса, так и восточного муссона, расширившего в это время область своего влияния за пределы Центрального Китая. Ослабление муссона вызвало иссушение климата в конце среднего – позднем голоцене, а уменьшение влажности Западного переноса – усиление аридизации после 1,6 тыс.л.н. По-видимому, данный механизм изменения увлажнения в голоцене применим и к Терехольской впадине.

Несколько другая динамика выявляется в более северных районах Южной Сибири. По данным спорово-пыльцевого анализа осадков озера Б.Кызыкул и высохшего старичного озера в долине Енисея [Dirksen et al., 2007], в Минусинской котловине голоцен по условиям увлажнения разбивается на две части: период 11,7–7,6 тыс.л.н. кал. был засушливым, период после 7,6 тыс.л.н. кал. – относительно влажным (7,6–3,6 и 2,8–1,5 тыс.л.н. кал. – более влажные, 3,6–2,8 и 1,5 тыс.л.н. кал. – настоящее время – более сухие). При этом изменения увлажнения авторы относят более за счет изменений температур, чем количества атмосферных осадков. Обращает внимание синхронность установления наиболее влажных условий в среднем голоцене (между 7,3–7,6 тыс.л.н. кал.) и засушливых условий в последние 1,5–2 тыс.л.н. как к северу, так и внутри и к югу от Саяно-Тувинского нагорья. Это указывает на Западный перенос воздуха как существенный, возможно, главный источник влаги.

Биогенно-карбонатная седиментация, обусловливавшая постепенное обмеление озера Тере-Холь в течение голоцена, в перспективе должна привести к его полному исчезновению. При сохранении позднеголоценовых скоростей осадконакопления и современного положения порога стока (русло р.Салдам) остаточное время жизни озера можно оценить примерно в 5 тысяч лет – через такое время озерная котловина будет заполнена осадками и превратится в болотистую низину. Общий период жизни озера составит, таким образом, 15 тысяч лет. Геологическим итогом этого периода времени будет линза биогенно-карбонатных пород размером и максимальной мощностью 4–5 м.

Вероятно, такой сценарий в прошлом неоднократно повторялся в Терехольской и других впадинах, где тектоническое погружение с избытком компенсируется аллювиально-пролювиальным осадконакоплением: при чередовании эпох высокой и низкой флювиальной активности периодически возникают, а затем заполняются и исчезают аллювиально-подпрудные озерные водоемы, оставляя в геологическом разрезе плоские линзы озерных отложений. В криолитозоне формирование озер и их длительное существование обеспечивается также активизацией термокарстовых процессов при локальном обводнении подпруженных участков дна впадин.

Заключение

В результате проведенных исследований выявлены следующие основные черты истории озера Тере-Холь и Терехольской впадины в целом:

1. Формирование термокарстового озера и конфигурация озерной котловины были предопределены неравномерной аккумуляцией грубообломочного аллювия на дне впадины во время эпохи мощных речных паводков в позднеледниковье, закончившейся за несколько столетий до начала голоцена.

2. В голоцене выявлено три относительно многоводных (включая начальное распространение

озера) и три маловодных эпохи. Относительно многоводными были эпохи 11000–10500, 7300–6200 и 3800–2000 л.н, маловодными – 10500–7300, 6200–3800 и 2000–100 л.н. В целом первая половина голоцена отличалась контрастными колебаниями водного режима и, по-видимому, увлажненности климата. Максимальная обводненность была характерна для середины голоцена (6200–7300 л.н.). Для второй половины голоцена было характерно общее усиление аридности, которая достигла голоценового максимума в последние 2000 лет. Вместе с этим, XX век отмечен заметным ростом общей обводненности, что может означать как кратковременную флуктуацию, так и окончание двухтысячелетнего засушливого периода.

3. Появление и расширение акватории озера вызывались ростом притока речных вод. В голоцене выявлено пять периодов роста речного стока: одна продолжительная – 7300–6200 л.н., и четыре коротких – 11000–10500 л.н. (с нее началось формирование озера), 9500–9300 л.н., 3800–3500 л.н. и 2700–2300 л.н. (последние две выделены лишь на фоне общей засушливости, характерной для второй половины голоцена). Сезонные повышения уровня воды вызывали протаивание мерзлоты на берегах, их постепенное проседание и включение в состав озерной акватории.

4. В маловодные эпохи вследствие сквозного зимнего промерзания формировались внутриозерные бугры пучения. На образовывавшихся островах восстанавливалась многолетняя мерзлота мощностью до 20–25 м. Внутриозерные криогенные острова, появившиеся в маловодную вторую половину голоцена, демонстрируют стабильность в тысячелетнем масштабе времени.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проекты 09-05-00351, 09-04-01742) и Культурного фонда «Крепость Пор-Бажын».

Литература

Батурин В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 338 с.

Вайнштейн С.И. Древний Пор-Бажин // Советская этнография. №6, 1964. С.103–114.

Воробьева Л.А. (ред.) Теория и практика химического анализа почв. М.: Геос, 2006. 399 с.

Воробьева Л.А. Почва как летопись природных событий Прибайкалья: проблемы эволюции и классификации почв: монография. Иркутск: Изд-во Иркут. гос.ун-та, 2010. 205 с.

Ковда И.В., Бадмаев Н.Б., Конюшков Д.Е., Куликов А.И., Мангатаев Ц.Д., Горячкин С.В. Слитогенез в мерзлотных почвах (?): вертиковые признаки в глинистых почвах Еравненской котловины, Бурятия // Генезис, география, классификация почв и оценка почвенных ресурсов. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 150-летию со дня рождения Н.М. Сибирцева (14–16 сентября 2010 г.). Архангельск, 2010. С. с. 88 – 92.

Конищев В.Н. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата // Вестник МГУ. Сер.5. Геогр. 2009. №4. С.10–20.

Кордэ Н.В. Биостратиграфия и типология русских сапропелей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 218 с.

Кошурников А.В., Зыков Ю.Д., Панин А.В., Сизых Е.М., Петрухина Е.С., Константинов Е.А., Селезнева Е.В., Просунцов К.С., Алексютина Д.М. Изучение мерзлого основания археологического памятника «КрепостьПор-Бажын» (Тува)// Инженерные изыскания. 2008. № 6. С. 28–31.

Панин А.В., Бронникова М.А., Успенская О.Н., Аржанцева И.А., Константинов Е.А., Кошурников А.В., Селезнева Е.В., Фузеина Ю.Н., Шеремецкая Е.Д. История озера Тере-Холь и голоценовая динамика природной среды на юго-востоке Саяно-Тувинского нагорья // Доклады Академии наук, 2012, том 446, № 5, с. 568–574.

Панин А.В., Фузеина Ю.Н., Селезнёва Е.В. Развитие Терехольской впадины (Тувинское нагорье) в позднем плейстоцене-голоцене по результатам морфометрического анализа и изучения озёрно-аллювиального морфолитогенеза // Материалы Всерос.науч.конф. «Селиверстовские чтения», г. СПб, 19–21 ноября 2009 г. СПб, 2009. С. 253–258.

Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М., «Наука», 1972. 335 с.

Спасская И.И. Экзогенный морфогенез // Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. Атлас-монография. Под. ред. профессора А.А. Величко. Москва, 2009. С.64–69.

Успенская О.Н. Другие водоросли.// Общие закономерности возникновения и развития озёр. Методы изучения истории озёр. (Серия: История озёр СССР). Л., Наука, 1986. С.146–151.

Фролов В.Т. Литология. Книга 2. М.: Изд-во МГУ, 1993. 432 с.

Цейтлин С.М. Геология палеолита Северной Азии. М.: Наука, 1979. 285 с.

Bengtsson L. and Enel M. Chemical analysis // Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology. (B.E. Berglund, Ed.) John Wiley & Sons, Chicago. 1986. P.423–451.

Blyakharchuk T.A., Wright H.E. Borodavko P.S., van der Knaap W.O., Ammann B. The role of pingos in the development of the Dzhangyskol lake-pingo complex, central Altai Mountains, southern Siberia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2008. Vol.257. P.404–420.

Dirksen V.G., van Geel B., Koulkova M.A., Zaitseva G.I., Sementsov A.A., Scott E.M., Cook G.T., van der Plicht J., Lebedeva L.M., Bourova N.D., Bokovenko N.A. Chronology of Holocene Climate and Vegetation Changes and Their Connection to Cultural Dynamics in Southern Siberia // Radiocarbon. 2007. Vol 49, No 2. P.1103–1121.

Gillespie A.R., Burke R.M., Komatsu G., Bayasgalan A. Late Pleistocene glaciers in Darhad Basin, northern Mongolia // Quaternary Research. 2008. Vol.69. P.169–187.
Harke H. Letter from Siberia: Fortress of Solitude // Archaeology Magazine. 2010. Vol.63. No.6 (November/ December).
Heiri O., Lotter A.F., & Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // Journal of Paleolimnology. 2001. Vol.25. P.101–110.
Konert M., Vanderberghe J. Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of clay fraction // Sedimentology. 1997. Vol.44. P.523–535.
Krivonogov S.K., Sheinkman V.S., Mistruykov A.A. Stages in the development of the Darhad dammed lake (Northern Mongolia) during the Late Pleistocene and Holocene // Quaternary International. 2005. Vol.136. P. 83–94.
Li Y., Wang N., Cheng H., Long H. and Zhao Q. Holocene environmental change in the marginal area of the Asian monsoon: a record from Zhuye Lake, NW China // Boreas. 2009. Vol. 38. Issue 2. P.349–361.
Tarasov, P., Dorofeyuk, N. & Metel'tseva, E. Holocene vegetation and climate changes in Hoton-Nur basin, northwest Mongolia // Boreas. 2000. Vol.29. Issue 2. P.117–126.

A.V.Panin, M.A.Bronnikova, O.N.Uspenskaya, Y.N.Fuzeina, E.D.Sheremetskaya, E.V.Selezneva, E.A.Konstantinov, D.V.Magritskiy, A.Lang

PALAEOCLIMATE, PALAEOHYDROLGY AND PALAEOCRYOGENIC PROCESSES IN THE SOUTH-EASTERN SAYAN-TUVA HIGHLAND, SOUTHERN SIBERIA, IN THE LATE GLACIAL AND THE HOLOCENE: THE TERE-KHOL LAKE CASE STUDY

Lake Tere-Khol (50,6150°N, 97,3853°E; area 33 km^2, average depth 0,5 m, maximum depth 1,9 m) occupies a south-eastern edge of a small pull-apart basin. Permafrost occurs in the bottom o the basin, in lake banks and islands; a through talik exists under the lake. In the interval between LGM and the Pleistocene/Holocene boundary, river runoff increased considerably. Alluvial fans of local and transit rivers expanded into the basin and formed the topographic pattern with isolated relatively low south-western edge of the basin bottom. Flood activity had been reduced by the middle of Younger Dryas (about 12,2 ka BP, here and thereafter in calendar years). Between 12,2–11,0 ka BP gravelly fans were overlaid by 2–3-m layer of thin-grained overbank alluvium. The lake itself is of thermokarstic origin: its appearance (11,0 ka BP) and expansion (most fast at 9,5 ka BP and, probably, at 7,3 ka BP) result from acceleration of permafrost melting due to local watering of the area by river floods. Conditions for poor drainage and water stagnation were created by alluvial damming – isolation of the area by pre-Holocene protrusion of alluvial fans. Further changes of the lake hydrological regime are the proxy of climate humidity changes in the Holocene. The first half of the Holocene (till 6,2 ka BP) was characterized by unstable humidity, high oscillations of water input to the lake. Higher values of river runoff were deduced for the intervals (ka BP): 11,0–10,5, 9,5–9,3, 7,3–6,2 (the Holocene maximum of climate humidity). In the second half of the Holocene (since 6,2 ka BP), the progressive aridization have been occurring. Relatively humid were the intervals 3,8–3,5 and 2,7–2,3 ka BP when the lake water balance increased presumably due to higher amounts of base inflow. During the more arid intervals 6,2–3,8 and 2,0 ka BP – present time, the lake froze to the bottom sediments. This led to frost heaving and formation of in-lake palsas that have been rather stable and make now the two age generation of lake islands. The last 2 ka exhibit the Holocene highest aridity against a background of which the XXth century is distinguished by relatively high lake levels.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 72, 2012 г.

ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА В ЛАНДШАФТАХ МИКУЛИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ НА РУССКОЙ РАВНИНЕ

Н.И. Глушанкова

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, г. Москва;
e-mail: glushankova<paleo@inbox.ru>

В результате комплексного исследования лессово-почвенной формации позднего плейстоцена в опорных разрезах выявлены особенности генезиса почв в почвенных покровах микулинского межледниковья на территории лессовых провинций, расположенных в юго-западной, центральной и восточной частях Русской равнины. Установлено, что в последнее межледниковье плейстоцена на территории Русской равнины происходило формирование типов почв суббореального почвенно-климатического пояса, образующих сложный зональный спектр почв, сходный с современным, но с отличным от него положением границ почвенных зон. Основное отличие заключалось в значительном расширении лесной зоны, сокращении степной, смещении границы между лесной и лесостепной зонами.

Среди научных проблем палеогеографии и генетического почвоведения по-прежнему актуальной остается задача определения основных особенностей педогенеза, закономерностей формирования и эволюции почвенных покровов плейстоцена, как одного их важнейших компонентов ландшафта и тонкого индикатора общих природно-климатических изменений во времени и пространстве за последний миллион лет. Решение данной проблемы весьма важно при прогнозе состояния современного почвенного покрова на ближайшее и отдаленное будущее.

Первая половина позднего плейстоцена – микулинское межледниковье – получила отражение в лессово-почвенной формации Русской равнины в виде «салынской» фазы мезинского полигенетического почвенного комплекса [Величко и др., 1963], залегающего в основании позднеплейстоценовой лессово-почвенной серии и имеющего наибольшую площадную стратиграфическую выдержанность. Она сопоставляется с подстадией 5e морской изотопно-кислородной стадии MIS 5, а, исходя из последних данных, возможно, с началом подстадии 5d [Величко, 2009]. Аналогом мезинского педокомплекса в Центральной и Западной Европе являются: нетулиско в Польше (J. Jersak), наумбургский – в Германии (G. Haase, R. Ruske, I. Liberoth), штильфрид А – в Австрии (J. Fink), менде-базис в Венгрии (M. Pecsi), рокур и варнетон – в Бельгии (R. Paepe). Наличие характерных диагностических признаков, отображающих четкое двучленное строение педокомплекса, позволило уверенно выделять и сопоставлять его в опорных разрезах на территории Волыно-Подольской, Среднерусской, Окской, Окско-Донской, Приволжской, Камской лессовых провинций. В разное время значительный вклад в его изучение внесли Величко А.А, Морозова Т.Д., Гугалинская Л.А., Сычева С.А., Ударцев В.П, Цацкин А.И., Глушанкова Н.И.

В настоящей работе кратко излагаются данные об особенностях педогенеза, полученные в результате комплексного исследования ископаемых почв, формирование которых происходило в микулинское межледниковье, в оптимум которого климат центральных районов Русской равнины был теплым и влажным со среднегодовыми температурами + 6,5°, количеством осадков 500–600 мм/год [Величко и др., 1999]. Наиболее широко распространенным в микулинское межледниковье был неморальный тип растительности, представленный восточноевропейской формацией широколиственных лесов. Характерной чертой растительного покрова это-

го времени было доминантное положение граба, а также широкое распространение тисса. Южнее леса сменялись лесостепными и степными ассоциациями. В лесостепной зоне роль граба в составе широколиственных лесов была гораздо большей, чем в настоящее время. Степной тип растительности занимал приблизительно ту же территорию, что и в настоящее время, но в фитоценотическом отношении существенно отличался. Основное отличие заключалось в том, что это были формации луговых степей в сочетании с формациями грабово-дубовых (на западе) и дубовых (на востоке) лесов [Гричук, 1989].

Отсутствие сохранившихся почв микулинского межледниковья не позволило реконструировать строение почвенного покрова на северной территории Русской равнины. В то же время палеоботанические данные В.П. Гричука свидетельствуют об отсутствии тундровой зоны и широком распространении севернее 60°с.ш. березовых и еловых лесов с большим или меньшим участием дуба, граба и вяза. Это позволяет предположить наличие в почвенном покрове лесных почв в комплексе с болотными почвами.

Волыно-Подольская лессовая провинция. Позднеплейстоценовая лессово-почвенная серия широко распространена на юго-западе перигляциальной лессовой области Русской равнины, в пределах Волыно-Подольской возвышенности, представляющей собой слабоволнистую равнину, расчлененную глубокими долинами рек и балками. В лессовых отложениях мощностью 5–7 м, чехлом перекрывающих более древние осадки, прослеживаются два хорошо выраженных уровня ископаемых почв, нижний из которых, представленный сложно построенным педокомплексом, в региональной стратиграфической схеме назван гороховским (мезинский, штильфрид А – [Богуцкий и др., 1987]), а верхний – дубновской почвой (брянской). В разрезах полигенетический гороховский педокомплекс, залегающий выше днепровской морены, представлен темноцветным горизонтом А1 крутицкой почвы лугово-степного генезиса и текстурно-дифференцированным профилем лесной микулинской почвы (горизонты А2, Bm). Горизонт Bm разбит узкими трещинами, заполненными как гумусированным материалом из гор. А1, так и отличным от него суглинком. Они относятся к ранней генерации мерзлотных структур, образовавшихся, видимо, до формирования темноцветного горизонта А1. К мерзлотным деформациям, помимо трещинных структур, относятся солифлюкционные смещения, наблюдаемые у кровли педокомплекса. Он генетически близок хорошо изученному педокомплексу нетулиско, залегающему в основании вюрмских лессов в пределах Люблинской возвышенности в Польше, причем сложное строение педокомплекса нетулиско, согласно представлениям польских исследователей, по составу входящих в него почв, совпадает с выше приведенным для гороховского (мезинского) педокомплекса [Jersak, 1973].

В стратотипическом разрезе Горохов (50°45'с.ш., 25°12'в.д.), близ города с одноименным названием, педокомплекс, вскрытый на глубине 6 м от кровли разреза и развитый на слоистых суглинистых и супесчаных отложениях, в автономных позициях состоит из темнокоричневого, суглинистого, сильно перерытого мезофауной горизонта А1 (0,45м) с признаками вторично-криогенной горизонтальной плитчатости, с ортштейнами; горизонта Bm (0,8 м) – ярко бурого ожелезненного легкого суглинка, ячеистой текстуры с осветлением в верхней части. Иное строение педокомплекса наблюдается в полугидроморфных условиях древней западины, где почвы имеют профиль Al-Bmg-BG-G с четко обозначенными признаками оглеения по всему профилю. Микулинские почвы, развитые на песках при водораздельных склонов, не содержат признаков оглеения в профиле, что обусловлено как механическим составом, так и хорошим дренажем [Цацкин, 1980; Морозова, 1981].

Микростроение почв гороховского комплекса имеет следующие особенности. Гумусовый горизонт серовато-бурого цвета, песчано-пылевато-плазменный; агрегированность I–II порядков; поры делят почвенную массу на крупные угловато-округлые агрегаты с плотной упаковкой внутри. Плазма гумусово-глинистая, гумус прочно связан с глиной. Верхняя часть гумусового горизонта интенсивно переработана процессами педометаморфизма: многочисленны сегрегации бурой гидроокиси железа – от мелких микроортштейнов до рыхлых (диффузных) разводов; стяжения рыхлого микропылеватого кальцита. В переходном горизонте А1А2 отмечается неоднородность микростроения за счет пятен, лишенных тонкодисперсного вещества и обогащенных скелетом; плазма гумусо-глинистая, изотропная; изредка – обособления бурого полупрозрачного глинистого вещества; мелкие скорлуповатые глинистые кутаны в межагрегатных порах. Горизонт Bm окрашен в бурый цвет, слабо агрегирован, агрегаты плотные, состоят из слабополяризующей плазмы и песчаных зерен (кварц, полевые шпаты); по стенкам округлых пор скорлуповатые сложные глинисто-железистые кутаны иллювиирования с примесью илистых частиц [Морозова, 1981].

По результатам исследований почва четко делится на две разнородные по генезису части – верхнюю (горизонт А1) и нижнюю (горизонты $A1A_2$ и Bm). Она развита на супесчаных флю-

виогляциальных отложениях – самой распространенной в пределах возвышенности материнской породы для почв микулинского межледниковья. Верхняя часть профиля более тяжелого гранулометрического состава и наиболее педометаморфизована.

Данные микроморфологии подтверждают выводы, основанные на морфологическом строении профиля: гумусовый горизонт серовато-бурого цвета, несмотря на значительные диагенетические изменения, имеет прочно связанный с глиной хлопьевидный гумус, не обнаруживает никаких признаков перемещения органо-минеральной массы, тогда как в иллювиальном горизонте очень хорошо прослеживаются признаки подвижности тонкодисперсной части почв – железисто-глинистые кутаны иллювиирования; по стенкам округлых пор скорлуповатые сложные глинисто-железистые кутаны иллювиирования с примесью илистых частиц. В тонкодисперсной части почв наблюдаются железисто-глинистые кутаны иллювиирования.

Аналитические данные свидетельствуют о дифференциации по элювиально-иллювиальному типу распределения ила, кремнекислоты, полуторных оксидов по профилю почвы. Исходя из приведенных данных, формирование диагностических признаков микулинской почвы обязано процессам лессиважа, оглинивания, слабого поверхностного оглеения, что позволяет сопоставить палеопочвы с современными бурыми лесными лессивированными. В полугидроморфных условиях древней западины почвенный профиль дифференцирован по типу A1-Bmg-Bg-G. В них четко проявляются признаки оглеения по всему профилю.

В разрезе Торчин (50°56' с.ш., 25°10' в.д.) среди палеопочв водораздельных поверхностей обнаружены комбинации недифференцированных и резко дифференцированных разностей микулинской почвы. В профилях последних, организованных по типу Al-A2g-Bmg-Bm-DC-C, увеличивается общая мощность буро-окрашенных горизонтов до 1,5 м, наблюдается усложнение организации почвы, свидетельствующих о формировании её под воздействием тех же процессов, что и в древних буроземах, но с усилением элювиального оглеения. Почвы гороховского комплекса, изученные в разрезах Бояничи, Коршев, Нововолынск, Басов Кут и др., обладают принципиальным единством строения и свойств.

Лессовую толщу Волыни отличает пестрый и генетически неоднородный состав. Пестрота материнских пород в сочетании с особенностями древнего мезорельефа (западинного характера) обусловили сложную структуру почв в межледниковом почвенном покрове. Резкая дифференцированность профиля поверхностно оглеенных почв наблюдается в микропонижениях и отсутствие таковой в автономных почвах на супесчаных отложениях (Al-A2Bm-Bm).

На территории Подолии (разрезы Волочинск, Збараж, Ружичная и др.) почвы педокомплекса развиты на лессах. Основным фактором дифференциации почвенного покрова здесь является древний микрорельеф. В почвах межзападинных участков профиль дифференцирован по типу A-B-CCa, сопоставляемый с современными выщелоченными черноземами. Признаки двухфазности педогенеза в этих палеопочвах проявляются менее отчетливо, по сравнению с дифференцированностью профиля почв древних западин (Al-A21-Bm-C и A2g-Bm-BC-Cg). В средней части горизонта Bm отмечается заметное накопление ила, полуторных оксидов железа и алюминия по сравнению с материнской породой. По микроморфологическим данным установлены: хорошая агрегированность, обилие глинистых (гумусово-глинистых) кутан иллювиирования. Вероятно, в условиях дополнительного увлажнения в западинах почвообразование происходило по элювиально-иллювиальному и элювиально-глеевому типу. Такие почвенные комбинации были характерны для древних лесостепных ландшафтов. В южной Подолии преобладали почвы типа A-BCa-CCa (разрезы Балановка, Бершадь и др.) – аналоги типичных черноземов. Почвенный покров здесь был гомогенным, черноземным почвам сопутствовали лугово-черноземные почвы редких западин.

Исходя из вышесказанного, можно заключить, что в микулинский период педогенеза на севере Волыно-Подольской возвышенности располагалась буроземно-лесная зона, почвенный покров которой отличался наибольшей сложностью и умеренной контрастностью. В центральной части Волыно-Подолии располагалась подзона северной лесостепи, в которой чередовались почвы с разной степенью выраженности горизонта Bt. Здесь отмечается максимальная контрастность компонентов почвенного покрова при уменьшении сложности в связи с исчезновением такого фактора дифференциации как литогенный. Общим для обеих зон было широкое развитие западинного микрорельефа, что обусловило появление почвенных комбинаций, имеющих принципиально сходные механизмы образования и взаимосвязей, но отличные по составу компонентов (гомологические комбинации почв, по В.М. Фридланду, [1972]).

Генетико-географические особенности почвообразования в западных областях Русской равнины в микулинское межледниковье близки к современным (голоценовым), но не идентичны. Так, водораздельные пространства Волынской возвышенности во время последнего межледниковья

были заняты почвами с более выраженными, чем в настоящее время, признаками процессов бурозе-мообразования, оглеения, псевдооглеения, четко проступающих в особенностях структуры древ-него почвенного покрова. Это свидетельствует о незначительном смещении более увлажненных провинций в микулинское время и более выражен-ной, чем сейчас, гумидности климата и большей устойчивости природных границ [Цацкин, 1980].

Среднерусская лессовая провинция. Опреде-ленный интерес для познания генезиса почв мику-линского межледниковья представляет исследова-ние древней структуры почвенного покрова на за-падном склоне Среднерусской возвышенности, ***в стратотипическом разрезе Михайловка*** (52°12′ с.ш., 35°25′ в.д.), расположенном за пределами распространения отложений древних оледенений. Наиболее сложно построенная толща новейших отложений, общей мощностью превышающей 30 м, вскрывается на протяжении свыше 2,5 км на одном из максимально высоких участков сильно расчлененного водораздельного плато в запад-ной части карьера КМА, близ г. Железногорска [Агаджанян, Глушанкова, 1986]. Мезинский пе-докомплекс мощностью более 4-х метров, вскры-вается преимущественно на при водораздельных склонах и в понижениях микро – мезорельефа и характеризуется ясно выраженной текстурной дифференциацией. По морфологическим особен-ностям и аналитическим данным педокомплекс четко делится на две разнородные по генезису ча-сти: нижнюю (горизонты Al, A2, Bt) – палеопочву микулинского межледниковья и верхнюю (гори-зонты A1, C) – почву крутицкого интерстадиала. Морфологически гумусовый горизонт A1 (0,8 м) – бурый и коричевато-бурый суглинок, порошис-той структуры и языковатой текучестью гумуса; элювиальный A2 (0,8–1,0 м) – желтовато-палевая супесь с белесой кремнеземистой присыпкой; ил-лювиальный горизонт Bt (1,0–1,4 м) – бурый, хо-рошо оструктуренный суглинок с обильной крем-неземистой присыпкой по граням структурных отдельностей.

В пределах древнего плато в педокомплексе наблюдаются изменения в строении профиля, сте-пени выраженности генетических горизонтов. Не остается постоянной мощность, выраженность и сохранность гумусово-аккумулятивного, элю-виального и иллювиального горизонтов. В ряде разрезов вскрываются почвы с резко дифферен-цированным профилем A1-A2-A2B-Bt-C по типу псевдоглеевых, псевдоподзолистых почв. В ряде других обнаруживаются микулинские почвы с ме-нее отчетливо выраженным или отсутствующим горизонтом выщелачивания A2. В разрезах выпо-ложенных при водораздельных склонов наблю-даются горизонты маломощных лессовидных су-глинков (севский лёсс), разделяющие почвы, вхо-дящие в педокомплекс [Глушанкова, 2000, 2008].

В кровле озерных отложений, служащих мате-ринской породой для микулинской почвы в север-ном уступе карьера, собрано более 500 костных остатков микротериофауны (местонахождение Михайловка-5), характеризующейся большим разнообразием как грызунов, так и насекомоя-дных. Среди первых наибольшей численности достигают водяная и пашенная полевки (*Arvico-la, Microtus ex gr.* L). Со доминантами являются слепыш, рыжая полевка, отчасти суслик. Замет-ная роль принадлежит кустарниковой полевке *Pitymys*, близкой P. *Subterraneous* и лесной мыши. Среди насекомоядных высока численность крота и землеройки, близкой *Sorex araneus* L. Видовой состав, эволюционный уровень и морфологиче-ские отличия некоторых важнейших компонентов сообщества позволяют уверенно датировать фау-ну местонахождения Михайловка-5 первой по-ловиной позднего плейстоцена и сопоставлять с микулинским межледниковьем [Агаджанян, Глу-шанкова, 1986].

Показанные выше различия в строении поли-генетического почвенного профиля были обуслов-лены не только зональными и провинциальными изменениями, но и характером древнего рельефа, в частности размером и глубиной древних микро – и макро западин. Установлено, что наиболее сложно построены профили педокомплекса, при-уроченные к крупным западинам палеорельефа и испытавшие периодическое переувлажнение. Можно предположить, что палеопочвы с наиболее отчетливо выраженным элювиальным горизонтом приурочены как раз к этим западинам. Дополни-тельное увлажнение, возникающее при этом, со-провождало почвообразование, способствовало развитию поверхностно-глеевых процессов и со-ответственно усиливало образование осветлен-ного горизонта A2. Наличие железомарганцевых микроортштейнов, интенсивной пунктуации ги-дрооксидов железа и марганца в горизонтах A2, A2B и верхней части Bt подтверждает высказан-ное выше предположение. Согласно аналитиче-ским данным, дифференциация профиля на гене-тические горизонты сопровождалась выносом не разрушенного ила и относительным накоплением его в верхней части текстурно-глинистого гори-зонта Bt.

В центральной части древней западины про-филь педокомплекса, в северной части карьера, представлен комбинацией темноцветного, беле-сого и бурого горизонтов. Темноцветный гумусо-вый горизонт A1 (0,45 м) имеет сложное строе-ние: в его верхней части наблюдается сочетание

относительно темных и светлых оглеенных линз. Сизоватость окраски усиливается к основанию горизонта. Осветленный горизонт А2 представлен чередованием сизых оглеенных прослоев и порошистых линз, содержащих максимальное по профилю количество Fe-Mn примазок и бобовин. Бурый горизонт Bt по вертикали неоднороден, оглеен, с ореховатой агрегированностью в средней части.

В автономных условиях мезинский педокомплекс, вскрытый на западной стенке карьера, представлен неоглеенным вариантом текстурно-дифференцированного профиля. В нем выделяется: слабо сохранившийся темноцветный горизонт А1 (мощностью 0,15 м), элювиально-гумусовый А1А2, осветленный и фрагментарно выраженный А2, представленный чередованием белесых и сизых (более суглинистых) участков. В буроокрашенных сложно агрегированных участках выделяются под горизонты: Bt1 – наиболее ярко окрашенный в профиле, Bt2 – наиболее агрегированный и неоднородный по цвету и структуре (помимо бурых педов отмечены сизо окрашенные). В нижней части гор. Bt на границе с подстилающими лессовидными суглинками отмечается полосчатая шлировидная текстура, представленная чередованием линз и полос более темного и светлого материала. Педокомплекс выщелочен от карбонатов на глубину до 3,5 м и разбит структурными криогенными деформациями – вертикально ориентированными трещинами, проникающими в нижележащие горизонты на 1–1,5 м [Цацкин, Сычева, 1984; Агаджанян, Глушанкова, 1986].

Микроморфологический анализ показал в горизонте А1 мезинского комплекса плотное дезагрегированное микростроение. Глинистая масса неоднородна за счет неравномерного распределения гумуса типа бурого мулля. Отмечено большое количество плотных, коричневато-черных Fe-Mn новообразований размером 0,1–0,5 мм. В горизонте А2 белесые участки сильно обеднены плазмой, имеют листовато-слоеватую микроструктуру. В сизых – отмечены микро зоны с Fe-глинистой диффузно распределенной плазмой, обильными Fe-Mn сегрегациями, а также ожелезненными углефицированными растительными остатками. Вертикальные поры сплошь заполнены пылеватыми частицами (скелетанами). В горизонте Bt резко меняется общий тип микростроения за счет появления натечных образований, имеющих различный механический и вещественный состав, разную степень разрушения. Отмечаются скелетаны, пылевато-глинистые и глинистые желтовато-бурые натеки в нижней части горизонта, а также гумусово-глинистые натеки, свидетельствующие о совместной миграции органо-минеральных компонентов почвы. Согласно микроморфологическим данным в микулинской почве четко диагностируются признаки процессов элювиально-поверхностного оглеения и иллювиирования. Максимум натеков опущен в нижнюю часть профиля, тогда как в верхней части иллювиальной толщи преобладает зона активной переработки натеков и вовлечения их в основную массу [Цацкин и др., 1984].

Согласно гранулометрическим данным педокомплекс развит на легких суглинистых породах с содержанием физической глины до 25%. В верхней темноцветной части профиля ее содержание несколько превышает 40%. Распределение ила имеет элювиально-иллювиальный характер: в осветленном горизонте его содержание минимально (до 11,2%), а максимум отмечается в горизонте Bt (27,2%). Содержание органического вещества в профиле педокомплекса в целом невелико по сравнению с современной почвой, но максимально высокое относительно более древних почв разреза Михайловка. Состав гумуса не остается постоянным, а изменяется от фульватно-гуматного в горизонте А1 верхней палеопочвы (Сгк/Сфк 1,2), до фульватного в горизонте А1 нижней почвы (Сгк/Сфк 0,23–0,61). Содержание компонентов валового химического состава изменяется по генетическим горизонтам обеих почв, отражая особенности и подчеркивая специфику их морфологии. Для педокомплекса характерна относительно высокая карбонатность с максимумом углекислых солей в иллювиальном горизонте верхней почвы. По сумме показанных выше признаков нижняя – микулинская почва этого разреза может быть отнесена к группе лесных псевдоподзолистых почв, развивавшихся на выщелоченных лессовидных отложениях днепровского времени [Глушанкова, 2000].

Неоглеенный вариант педокомплекса, располагающийся за пределами центральной части палеодепрессии, состоит из темноцветного горизонта А1, фрагментарного элювиального А2, палевого Bf, буроокрашенного иллювиального Bt, в основании которого четко выявляется полосчатая текстура. Специфические черты этого варианта строения педокомплекса заключаются: в нарушенности и малой мощности горизонта Bt, в наличии палевого горизонта А2, сильной переработке древними землероями горизонта А1. Исходя из выше изложенного, можно заключить, что формирование микулинской почвы в бассейне Сейма сопровождалось процессами оподзоливания, лессиважа, оглеения и отличалось элювиально-иллювиальным характером распределения продуктов почвообразования, адекватных современным лесным (псевдоподзолистым) почвам суббореального пояса.

Окская лессовая провинция. В бассейне Оки – одном из ключевых регионов Русской равнины, имело место неоднократное чередование ледниковых и межледниковых обстановок со сложным сочетанием гляциодинамических процессов с процессами лёссонакопления, палеопедогенеза, криоморфогенеза, отражающих особенности природно-климатических изменений региона на протяжении плейстоцена. В пределах бассейна Верхней Оки***, в стратотипическом разрезе Лихвинский*** (54°06′ с.ш., 36°16′ в.д.) профиль мезинского педокомплекса резко дифференцирован на темно-серый с буроватым и сизоватым оттенком гумусово-аккумулятивный горизонт А1, серовато-белесый элювиальный А2 и бурovато-коричневый с сизоватым оттенком иллювиально-глинистый горизонт Bt. Наиболее хорошо мезинский педокомплекс выражен в понижениях микулинского рельефа, где он имеет наибольшую мощность и лучшую выраженность генетических горизонтов. На отдельных участках профиль педокомплекса сильно деформирован криогенными процессами. В строении педокомплекса, развитого на флювиогляциальных песках, супеси переменной мощности днепровского возраста, а местами на днепровской морене, четко проявляются признаки двухфазности: первая фаза (горизонты А2, Bt) – лесные почвы, сформировавшиеся в результате элювиально-иллювиальных процессов: лессиважа, поверхностного оглеения и, вероятно, оподзоливания; вторая фаза (горизонт А1) – почвы с ведущим дерновым процессом. Гумусово-аккумулятивный горизонт первой фазы, по-видимому, поглощен горизонтом А1 второй фазы почвообразования. Заключительный этап в развитии педокомплекса нашел отражение в виде переходного к перекрывающей породе подгоризонта $A1^1$, образовавшегося вследствие ослабления почвенных процессов и усиления осадконакопления. В микро строении его появляются признаки, сближающие его с залегающим выше лессовидным суглинком (микроагрегированность, нахождение мелкозернистого кальцита).

Количественные и качественные параметры органического вещества, характер распределения его по профилю педокомплекса позволяют сделать выводы генетического плана. Интенсивно прокрашенная органическим веществом верхняя и средняя части гумусового горизонта отличаются повышенным содержанием гумуса (Сорг – 1,09–0,3%) фульватно-гуматного состава (Сгк/Сфк 1,4) и преобладанием в нем гуматов кальция. Молекулы их отличаются высоко конденсированным ароматическим ядром и сложным элементным составом. Они сформировались в более позднюю, степную фазу почвообразования. Аналогичные особенности органического вещества в современных условиях характерны для почв с хорошо развитым дерновым процессом. В нижней части горизонта А1 гуминовые кислоты, суммарно уступающие фульвокислотам, связаны в равных количествах с кальцием и полуторными оксидами. Здесь гуматы кальция имеют упрощенное строение молекул, сходное с современной дерново-подзолистой почвой.

Гуминовые кислоты, образующие комплексные соединения с кальцием, в профиле мезинского педокомплекса имеют различную оптическую плотность. Наиболее высокой оптической плотностью обладают гуминовые кислоты верхней и средней частей гумусового горизонта (Е – 2,43, 1,44). По Е-величинам они сходны с оптической плотностью гуминовых кислот современного обыкновенного чернозема. По данным элементного анализа отмечается значительное содержание углерода, большая степень окисленности молекул гуминовых кислот, имеющих высокую оптическую плотность. Следовательно, гуминовые кислоты верхней и средней частей гумусового горизонта имеют сложное строение. Их можно классифицировать как «зрелые» гуминовые кислоты. В отличие от них гуминовые кислоты нижней части горизонта А1А2, имеют гораздо меньшую оптическую плотность. Это подчеркивается меньшим содержанием углерода в молекулах гуминовых кислот, меньшей степенью их окисленности, большей дисперсностью по сравнению с описанными выше подгоризонтами гумусово-аккумулятивного горизонта [Глушанкова, 1971].

По микро морфологическим данным гумусовый горизонт педокомплекса подразделяется на три подгоризонта: верхний А1 отличается уплотненностью, наибольшим содержанием плазменного материала, обогащенностью его не только хорошо разложенным органическим веществом, но и аморфными гидрооксидами железа. Ориентировка плазмы свидетельствует о ее образовании на месте и о воздействии на нее процессов попеременного увлажнения и высыхания. Значительное количество гумусово-железистых нодулей указывает на существенное количество мобильных соединений железа и на быстрое их выпадение из раствора, т.е. на резкую смену окислительно-восстановительных условий. Средний подгоризонт А1 характеризуется уменьшением содержания плазмы и степени ожелезненности. Увеличивается гумусированность. Плазма в этом подгоризонте приобретает большую подвижность. Она образует толстые анизотропные пленки вокруг зерен скелета, нечеткое обособление с волнистым погасанием. Нижняя часть гумусового горизонта характеризуется рыхлым сложением. Подвижная плазма имеет глинисто-железисто-гумусовый со-

став. Все перечисленные свойства присущи гумусовым горизонтам современных лесных почв с развитым процессом оподзоливания.

В горизонте A1A2 наблюдается обеднение плазмой, ее слоеватое расположение, усиление ее подвижности, присутствие плотных кутан глинисто-железисто-гумусового состава. В горизонте A2B увеличивается количество плазмы, усиливается слоеватость ее распределения, появляются натеки глины с примесью коллоидного гумуса и гумонов; встречаются рыхлые новообразования типа пятен глинисто-железисто-гумусного состава. Такое распределение плазмы не характерно для почв с дифференциацией продуктов почвообразования по элювиально-иллювиальному типу. По всей вероятности, в мезинском педокомплексе этот горизонт является иллювиальным для почвы ранневалдайского интерстадиала. Плазма иллювиального горизонта педокомплекса обогащена гумусом, железом. В нем резко увеличивается количество натеков иллювиированной глины. Строение натеков становится слоистым и скорлуповато-слоистым. Во всей иллювиальной толще наблюдаются железисто-гумусовые новообразования. В горизонте BC отмечаются яркие признаки оглеения, проявляющиеся в обесцвечивании плазмы, ее микропередвижках, мобильности закисных соединении железа и марганца. Сказанное свидетельствует о том, что формирование начальной стадии педогенеза микулинского межледниковья происходило в гидроморфных условиях [Гугалинская, 1982].

Сопоставление микроморфологических характеристик мезинского педокомплекса с современной серой лесной почвой, развитой в бассейне Верхней Оки, показало, что наряду с качественной общностью между ними, наблюдается разница, имеющая как бы «количественной» характер. Возможно, это объясняется интенсивностью или продолжительностью этапов активного почвообразования или обеими причинами вместе взятыми. В отличие от современной почвы, в педокомплексе почти все микроморфологические особенности выражены отчетливее. Так, в профиле педокомплекса неравномерное распределение плазмы (слоеватость) проявляется ярче. В иллювиальном горизонте количество натеков глины гораздо больше, они сильнее гумусированы и ожелезнены. Увеличено количество новообразований. Формы их разнообразнее, размеры крупнее. Совместно здесь встречаются обычные плотные нодули и пятна, узоры того же состава, не отделенные от основы, свидетельствующие о более влажных условиях почвообразования. Значительное количество нодулей, их более крупные размеры указывают на большое количество здесь подвижного железа и других мобильных компонентов почвообразования, входящих в их состав (органический углерод, глина, соединения марганца), обусловленных преобразованием почвенной массы в гумидных, достаточно теплых (более теплых, чем голоценовые) климатических условиях.

Исходя из данных валового химического анализа в развитии почвенного покрова микулина в бассейне Верхней Оки, выделяются три последовательные стадии почвообразования: 1) с хорошо выраженной дифференциацией почвенного профиля, 2) перераспределением основных компонентов химического состава и глубоким перемещением их вниз по профилю, 3) с неглубоким их перемещением по профилю, с выраженным накоплением вторичных минералов.

В формировании почвенного покрова в микулинское межледниковье существенную роль играли процессы оглеения. Можно предположить, что наблюдаемое внутрипочвенное оглеение, с максимумом проявления в верхней части профиля, способствовало резкой дифференциации на генетические горизонты. Она сопровождалась, вероятно, выносом не разрушенного ила и относительным его накоплением в глинистом текстурном горизонте Bt. Можно представить также, что оглеение, наблюдаемое в нижней части профиля, было сингенетичным почвообразованию, если принять во внимание тот факт, что плотный моренный материал, являющийся материнской породой для педокомплекса на отдельных участках, мог служить хорошим водоупором для грунтовых вод. Оглеение, наблюдаемое в горизонте A1, мраморовидность в окраске и признаки некоторой деградации иллювиального горизонта, в то же время, могут свидетельствовать о псевдоглеевой и псевдоподзолистой природе микулинской почвы.

Почвенный профиль мезинского педокомплекса в бассейне Средней Оки (разрезы Гололобово, Фатьяновка и др.), также как и в бассейне Верхней Оки, четко дифференцирован и состоит из гумусового A1 (0,65 м) и элювиально-иллювиального A2Bt (1,1 м) горизонтов Значительная мощность и темная окраска гумусового горизонта при наличии иллювиального не свойственна современным лесным и лесостепным почвам и могут быть объяснены только с позиции полигенезиса почвенного комплекса, сформировавшегося в две стадии. Визуально признаки салынской почвы хорошо выражены в виде осветленного горизонта выщелачивания A2 и иллювиального горизонта Bt. Для последнего характерно большое количество железомарганцевых новообразований. Видимые различия мезинского педокомплекса в бассейнах Верхней и Средней Оки отмечаются лишь в мощностях горизонтов и интенсивности процессов

иллювиирования. По аналитическим данным, полученным для разреза Фатьяновка, распределение ила по профилю выщелоченной от карбонатов микулинской почвы (A2-Bt) свидетельствует о незначительном его увеличении по сравнению с материнской породой. Отмечается лишь относительное обогащение верхней части иллювиального горизонта полуторными оксидами. Гумусовый горизонт крутицкой палеопочвы, для которой характерно высокое содержание ила (до 54%), четко выделяется среди вмещающих пород по содержанию гумуса (Сорг – 0,26–0,49%) фульватно-гуматного типа (Сгк/Сфк 1,2–1,35), прочно закрепленного с минеральной частью почвы (негидролизуемый остаток более 50%). Высокая оптическая плотность гуминовых кислот указывает на сложное строение их молекулы (Е-0,4). Свойства органического вещества рассматриваемой почвы в целом близки для микулинской почвы, наблюдаемой в бассейнах Верхней Оки, Сейма, Днепра. Морфологические и геохимические особенности крутицкой палеопочвы свидетельствуют о ведущей роли гумусонакопления в ее формировании, что характерно для лугово-черноземных и черноземных почв безлесных пространств. Косвенным подтверждением этого является также высокая активность почвенной биоты [Глушанкова, 1971; Ударцев, Сычева, 1975].

В формировании морфологического облика и геохимических свойств почв мезинского комплекса в бассейне Средней Оки существенная роль принадлежала криогенным процессам. Все мерзлотные нарушения по их положению в почвенных разрезах отвечают двум фазам. Первая, внутрипочвенная фаза соответствует по времени отрезку между первой и второй стадиями педогенеза. Для нее характерны смятия типа инволюций и криотурбаций, хорошо выраженных, помимо Лихвинского разреза, в разрезах Средней и Нижней Оки. Значительно реже в профиле педокомплекса отмечаются нарушения в виде мелких морозобойных трещин. Все нарушения, как правило, приурочены к иллювиальному горизонту микулинской почвы и к концу образования крутицкой почвы. Они представлены в виде солифлюкционных смятий, криотурбаций, котлов и ледяных жил. Последние, как правило, небольших размеров до 1–1,5 м, а шириной в верхней части не более 0,4–0,5 м. В разрезе Гололобово они образуют полигоны размером 2–2,5 м [Ударцев, 1975].

Окско-Донская лессовая провинция. Плоский низменный рельеф и повышенная континентальность климата в лесостепной зоне Окско-Донской равнины и Тамбовской низменности способствуют развитию черноземного процесса в современном почвообразовании. Серые лесные почвы и оподзоленные черноземы, в отличие от своих аналогов на Среднерусской возвышенности, не образуют здесь значительных массивов и не прослеживаются далеко на юг от реки Оки. Большая часть провинции лесостепи Окско-Донской равнины покрыта типичными черноземами, переходящими на плоских междуречьях в лугово-черноземные почвы, солонцы и солоди.

Максимально мощные и сложно построенные лессовые толщи плейстоцена, вскрываются на Окско-Донской равнине южнее широты г. Тамбова [Ударцев, 1989]. Наиболее полно лессово-почвенная формация представлена в разрезах на сниженных уровнях неогеновых террас и междуречьях в центральной осевой части Окско-Донской равнины, где мощность ее достигает 20–25 м. На прилегающих выположенных, сильно расчлененных склонах возвышенностей покровные суглинки маломощны (3–5 м) и распространены небольшими участками. Позднеплейстоценовая лессово-почвенная серия в переходной зоне от Окско-Донской равнины к возвышенностям наблюдается только в северных лессовых разрезах. Наиболее типичным разрезом, в котором охарактеризованы отложения переходной зоны между Окской и Окско-Донской лессовыми провинциями, является ***разрез Моршанск*** (53°27' с.ш., 41°47' в.д.). Верхняя часть разреза представлена: современной почвой – выщелоченным черноземом, маломощными нерасчлененными валдайскими суглинками, в основании которых залегает хорошо выраженный профиль мезинского педокомплекса (A1-AB-Bt-BCa) мощностью 2,4 м., широко распространенный в пределах донского ледникового языка и по основным морфотипическим признакам сходный с одновозрастными образованиями Волыно-Подольской, Среднерусской и Окской лессовых провинций. В нем также обнаруживается двухфазность развития, отразившаяся в двучленности профиля [Длусский, 2001].

В пределах восточного склона Среднерусской возвышенности и западной части Окско-Донской равнины по содержанию и распределению по профилю илистой фракции в толще мезинского педокомплекса выделяются три части. Нижняя состоит из дифференцированной (по данным морфологии, микроморфологии и содержанию ила) лесной (близкой серой лесной) почвы; верхняя часть отличается повышенным содержанием илистых частиц, а средняя занимает промежуточное положение. В микулинской почве несколько обеднена полуторными оксидами нижняя часть гумусового горизонта, что свидетельствует, возможно, о развитии на этом уровне элювиальных процессов.

На территории Тамбовской низменности в микулинской почве хорошо выражен карбонат-

ный горизонт, а в микростроении гумусового горизонта появляется сложная агрегированность и большое количество тонкодисперсного гумуса. Иллювиально-глинистый горизонт (Bt) бурого цвета, комковато-ореховатой структуры, довольно хорошо дифференцирован на подгоризонты по содержанию глины. По микроморфологическим данным в порах этого горизонта по-прежнему отмечается обилие кутан иллювиирования. Осветленный горизонт (A2) формируется в микулинской почве только в условиях дополнительного увлажнения в понижениях мезорельефа. Характерная контрастность признаков двухфазного развития мезинского педокомплекса, отмечаемая на севере Окско-Донской равнины, в пределах Окской равнины и на восточном склоне Среднерусской возвышенности, в пределах Тамбовской низменности и в восточной половине Окско-Донской равнины в значительной степени нивелирована. Она проявляется лишь в повышенной мощности гумусового горизонта по сравнению с современной почвой, являющейся результатом наложения двух разновременных почвенных профилей, видимо, однотипного педогенеза с ведущим дерновым процессом и с гуматным составом органического вещества.

Двухфазность развития мезинского педокомплекса ***в разрезе Коростелево*** (51°50' с.ш., 42°25' в.д.) четко проявляется в его строении (A1-Bt-BCa-CCa), хотя и в несколько сглаженной форме. Здесь иллювиальный горизонт отражает в основном процессы почвообразования микулинской почвы. Гумусовый горизонт, непостоянной мощности, характеризуется отсутствием признаков элювиирования и обладает сложной агрегированностью, что характерно для современных степных почв [Агаджанян, Глушанкова, 1987, 1989].

Южнее, до широты г. Борисоглебска, при сохранении такого же строения, в профиле педокомплекса (Al-Bt-BCa-CCa), несколько уменьшается мощность (0,4–0,6 м) иллювиального горизонта Bt. Текстурная дифференциация его существенно сглаживается, ухудшается степень выраженности, и укрупняются структурные отдельности. В порах горизонта Bt отмечаются редкие тонкие глинистые кутаны иллювиирования. Гумусово-аккумулятивный горизонт педокомплекса имеет различную мощность, но в целом превосходящую мощность горизонта A1 мезинского комплекса на территории Окской лессовой провинции. Увеличение его мощности происходит как за счет собственно самого гумусового горизонта (0,6–0,8, реже 1,0 м), так и за счет переходного к лессу подгоризонта $A1^1$ (0,5–1,2 м). В целом в нем обнаруживаются прежние особенности, отмеченные в разрезе Коростелево, но вместе с тем наблюдаются и некоторые изменения вещественного состава, связанные с увеличением доли гуминовых кислот, связанных с кальцием. Данные же гранулометрического и валового химического состава показывают достаточно равномерное распределение основных компонентов в пределах педокомплекса. На этом фоне отмечается лишь незначительный рост содержания илистой фракции, оксидов щелочноземельных элементов в горизонте A1, что можно объяснить, видимо, иной материнской породой, а также педометаморфическими процессами.

Южнее Борисоглебска отмечается резкое изменение в строении мезинского комплекса. В профиле здесь выделяются мощный (1,2 м) гумусово-аккумулятивный и карбонатный горизонты. Выщелоченный от карбонатов горизонт со слабо выраженными признаками иллювиирования глины обнаруживается лишь в профиле почв мелких западин. По-прежнему фиксируется некоторая неоднородность коричневато темно-серого гумусового горизонта, для которого характерна четко выраженная сложная агрегированность второго и третьего порядка, большое количество тонкодисперсного гумуса по сравнению с аналогичными горизонтами северных разрезов. Отмечается также рост величины отношения Сгк/Сфк до 2,5 и увеличение индекса оптической плотности. Карбонатный горизонт насыщен миграционными формами карбонатов: прожилками и трубочками по порам. Переходный к перекрывающему лессу подгоризонт $A1^1$ в целом сохраняет прежние морфологические особенности. Профиль мезинского педокомплекса на указанной территории Окско-Донской равнины не дифференцирован по содержанию основных компонентов валового и гранулометрического состава. Здесь также фиксируется некоторое увеличение содержания ила, оксидов кальция и магния в переходном к лессу подгоризонте [Сычева, 1979].

Изложенный выше материал показывает, что в строении мезинского комплекса в бассейне Дона нашли отражение две основные фазы и заключительный этап развития. Достаточно резко признаки двухфазности проявляются на восточном склоне Среднерусской возвышенности, Окской равнине, северной части Окско-Донской равнины и Тамбовской низменности. К югу их контрастность постепенно сглаживается, а южнее 51,5° с.ш. они практически не проявляются в профиле автономных почв. Общим для крутицкой и салынской фаз развития являлось усиление в них гумусонакопления с севера на юг. Параллельно с нарастанием роли гумусонакопления в педогенезе почв микулинского межледниковья, в том же направлении уменьшается доля участия в них элювиально-иллювиальных процессов Сочетание этих процессов, при закономерном изменении интенсивности их с севера на

юг, создало разнообразие почв с ясно выраженными зональными (внутри зональными) различиями. Было установлено, что зона лесных почв занимала территорию севернее 54° с.ш. На междуречных пространствах здесь формировались лесные почвы с резко дифференцированным профилем типа Al-A2-Bt-C. Южнее располагалась широкая зона лесостепных почв. Развитие их происходило в результате сочетания процессов лессиважа, выщелачивания карбонатов, с одной стороны, и процесса гумусонакопления, с другой.

В северной части этой зоны почвенный покров на междуречьях характеризовался комбинациями автономных почв с профилем типа Al-Bt-C, сходных с современными серыми лесными почвами и палеопочв с резко дифференцированным профилем (Al-A2-Bt-C). Аналогичные комбинации наблюдаются в современном почвенном покрове на границе зон дерново-подзолистых и серых лесных почв [Ахтырцев, 1979; Фридланд, 1972). Южнее, до широты Борисоглебска, автономные почвы микулинского межледниковья были представлены лесостепными почвами с профилем, дифференцированным по типу Al-Bt-BCa-CCa, которые можно сопоставить с современными оподзоленными и выщелоченными черноземами. По широте Борисоглебска, примерно по 51,5° с.ш., проводится граница между подзонами северной и южной лесостепи [Сычева, 1989]. Четкость в проявлении границы обозначилась не только в изменении строения профиля от Al-Bt-BCa-CCa (северная лесостепь) к A1-BCa-CCa (южная лесостепь), но и в своеобразии структуры почвенного покрова. На водораздельных пространствах формировались почвы с мощным гумусово-аккумулятивным и карбонатным горизонтами, напоминающих, скорее всего, современные типичные черноземы. В понижениях мезорельефа, в условиях дополнительного поверхностного увлажнения, сформировались почвы с иллювиально-глинистым горизонтом. Адекватные почвенные комбинации в автономных условиях неоднократно отмечались на юге современной лесостепи. Итак, в почвенном покрове исследованной территории в бассейне Дона и смежных регионах в микулинское межледниковье выделяется южная часть лесной зоны (бассейн Верхней и Средней Оки) и значительная по площади неоднородная лесостепная зона (Окско-Донская равнина и Тамбовская низменность).

Приволжская лессовая провинция. Возвышенное положение и эрозионно-расчлененный рельеф Приволжской возвышенности сказываются на распространении субаэральных отложений, не образующих здесь сплошного массива. Большую пестроту и непостоянство обнаруживает современный почвенный покров с широким распространением серых лесных почв и оподзоленных черноземов легкого гранулометрического состава. Среди изученных разрезов на западном пологом склоне Приволжской возвышенности наиболее полно лессово-почвенная серия позднего плейстоцена представлена ***в опорном разрезе Чирково*** (54°50′ с.ш., 46°35′ в.д.), который вскрывается в бортах крупного оползневого цирка. В естественном обнажении протяженностью около 2–3 км: позднеплейстоценовая лёссово-почвенная серия представлена хорошо сохранившимся профилем мезинского педокомплекса (1,36–2,05 м), генетический профиль которого, без четких признаков выщелачивания, состоит из гумусового горизонта A1 (1,25 м) – буровато-коричневого суглинка, комковато-порошистой структуры, с мицелярной формой карбонатов. Ниже прослеживается переходный горизонт AB (0,35 м) – буровато-желтовато-коричневый суглинок, комковатой структуры со слабыми марганцевыми примазками, карбонатами конкрециями, мучнистыми выделениями. В основании профиля выделяется иллювиальный горизонт BCa (0,45 м) – буровато-светло коричневый суглинок, комковатой структуры, с карбонатными конкрециями и псевдомицелием в основании профиля. В понижениях мезорельефа в профиле микулинской почвы появляется морфологически выраженный элювиальный горизонт A2 мощностью 7–12 см, свидетельствующий о слабом участии процессов оподзоливания и псевдооглеения в формировании палеопочвы. По аналитическим данным в профиле педокомплекса наблюдается четкая дифференциация в распределении гранулометрических фракций по вертикали, обезыливание верхних горизонтов, вследствие активного процесса лессиважа. Содержание гумуса (Сорг 0,45–015%) постепенно уменьшается вниз по профилю, что характерно для современных серых лесных почв и лесостепных черноземов. На лесной характер почв микулинского межледниковья указывает фульватный состав органического вещества (Сгк/Сфк 0,5–0,6), упрощенное строение молекул гуминовых кислот, при связи их с полуторными оксидами [Глушанкова, 2008].

Заволжская и Камская лессовые провинции. В ландшафтах провинций преобладает типичная лесостепь, что является отличительной особенностью их по сравнению с Приволжской возвышенностью. В последней основное место занимает северная и южная лесостепь, а на долю типичной лесостепи приходится лишь незначительная часть территории.

В пределах Заволжской и Камской лессовых провинций, лессово-почвенная формация позднего плейстоцена отличается значительной мощностью, а ископаемые почвы, соответствующие микулинскому межледниковью и более позднему

этапу интенсивного почвообразования, обладают хорошей сохранностью и выраженностью генетических горизонтов в опорных разрезах Тиганы, Татарская Чишма, Коминтерн, Раздольный, Рыбная Слобода и др. [Глушанкова, 1998].

Начало позднего плейстоцена на территории Камской лессовой провинции ознаменовалось интенсивным почвообразованием. Свидетельством этого является сложно построенный педокомплекса (1,5–3,05 м), по ряду диагностических признаков и по стратиграфическому положению в опорных разрезах, микроморфолоическим данным сопоставляемый с мезинским педокомплексом бассейнов Сейма, Оки, Дона.. Значительная мощность (0,8–1,5 м) и темная окраска гумусово-аккумулятивного горизонта в сочетании с иллювиальным горизонтом не свойственна современным лесостепным почвам. Подобное строение почвенного профиля, как отмечалось ранее, может быть объяснено только с позиций полигенезиса. Визуально признаки микулинской почвы хорошо выражены преимущественно в виде иллювиальных горизонтов. В ряде разрезов в них прослеживаются многочисленные и разнообразные по форме аккумуляции оксидов железа и марганца, микроортштейны. В пределах рассматриваемой территории бассейна Нижней Камы структура почвенного покрова в микулинское время характеризовалась сложным сочетанием нескольких типов, каждый из которых отражал определенное ландшафтное положение. Так, на водораздлльных пространствах, имевших платообразный характер, формировались почвы с отчетливой дифференциацией валового химического состава по элювиально-иллювиальному типу, сопоставляемые с современными серыми лесными почвами. В почвенном покрове они сочетались с черноземами (оподзоленными, выщелоченными), лугово-черноземными почвами.

В древних западинах формировались почвы с профилем типа Al-A2-Bt-C и A2-Bt-BC-BCa. В средней части горизонта Bt в них отмечается заметное накопление ила, полуторных оксидов железа и алюминия по сравнению с материнской породой. Скорее всего, в условиях дополнительного увлажнения в западинах, почвообразование происходило по элювиально-иллювиальному и элювиально-глеевому типу. Такие почвенные комбинации были характерны, подобно современным, и для древних лесостепных ландшафтов. Почвы межзападинных участков обладали профилем типа A1-BCa-CCa – возможных аналогов современных черноземов. Они характеризуются мощным гумусовым горизонтом, следами оглеения и кротовинами в нижней части профиля.

По аналитическим данным, главную фракцию гумуса в черноземовидных микулинских почвах образуют гуматы кальция (Сгк/Сфк 1,5–1,7). Фульвокислоты присутствуют в меньшем количестве и лишь в связанной с гуминовыми кислотами форме. Непосредственно ниже гумусового горизонта аккумулируется значительное количество углекислых солей и формируется типичный для современных черноземов иллювиально-карбонатный горизонт. Черноземовидным разностям почв сопутствовали лугово-черноземные почвы редких западин на плоских слабодренированных водоразделах. На хорошо дренированных возвышенностях лугово-черноземные почвы занимали понижения мезорельефа. Морфологическое строение черноземовидных палеопочв в общих чертах сходно со строением современных лугово-черноземных почв. Отличительным признаком их является наличие карбонатного горизонта, железомарганцевых микроортштейнов, пятен оглеения в нижней части профиля, относительно повышенная гумусированность верхней, а иногда средней части горизонта A1. Здесь наблюдается повышенная емкость катионного обмена, содержание обменного магния (30–40% от суммы обменных оснований). Среди палеопочв обнаруживаются разности, в которых наблюдаются признаки солонцового процесса, показателем чего в палеопочвах разреза Татарская Чишма является содержание натрия в составе обменных катионов. В лугово-черноземовидных почвах бассейна Нижней Камы, обладающих в большинстве случаев тяжелым гранулометрическим составом, активно развивался дерновый процесс, интенсивная миграция карбонатов, а в нижней части профиля – процессы оглеения и гидроморфной аккумуляции углекислых и легкорастворимых солей. О микулинских почвах лесного генезиса в рассматриваемом регионе, можно судить, исходя из хорошо сохранившихся текстурно-дифференцированных профилей, а также по остаткам бурых элювиально-иллювиальных горизонтов. Необходимо отметить, что элювиальный горизонт A2 в большинстве изученных почв представлен фрагментарно – в виде пятен и небольших скоплений белесой присыпки по трещинам в верхах иллювиальных горизонтов.

Сочетание почв лесного и степного педогенеза в составе педокомплекса прослеживается на междуречье Нижней Камы и Б.Черемшана. Морфологически в профиле педокомплекса наблюдается: суглинистый бурый с переходом книзу в светло-бурый гумусовый горизонт. Степень прокрашенности органическим веществом его различна. Максимум отмечается в верхней части. Отдельные гумусовые языки глубоко проникают в нижележащие горизонты, достигая в ряде случаев материнской породы. По неровной границе он пе-

реходит во фрагментарно выраженный горизонт A2B (Al-A2?), представленный белесовато-бурым суглинком. Ниже он сменяется иллювиальным горизонтом – буровато светло-коричневым суглинком с неясно комковато-ореховатой структурой и пунктуацией гидрооксидов марганца, со слабой белесой присыпкой и кротовинами.

В разрезе Татарская Чишма (55°30′ с.ш., 50°40′ в.д.), согласно аналитическим показателям, в педокомплексе преобладает, особенно в нижней части гумусово-аккумулятивного и переходного горизонтов, алевритовая фракция, количество которой достигает здесь своих максимальных значений (43%). Содержание тонкодисперсных частиц в профиле педокомплекса невелико, но в распределении их по профилю намечается максимум в средней части гумусового горизонта. Химический состав отличается некоторой однородностью в содержании основных компонентов валового состава. Наблюдается лишь увеличение содержания полуторных оксидов железа и алюминия в иллювиальном горизонте, а кремнекислоты в верхней части гумусового горизонта. Педокомплекс почти целиком выщелочен от углекислых солей, лишь в верхней части гумусового горизонта и непосредственно под ним наблюдается относительная концентрация углекислых солей. Количество органического вещества в верхнем горизонте педокомплекса колеблется в пределах 0,11–0,38% и постепенно убывает с глубиной.

На водораздельных пространствах рек Тиганка и Б.Черемшан микулинские почвы приобретают четкие признаки степных почв. Для них характерны мощные, слабо дифференцированные профили, с темно серым гумусовым горизонтом на фоне буроватой и коричневатой краски нижележащих горизонтов. В нижней части профиля выделяется карбонатный горизонт. В средней части профиля этих почв достаточно часто сохраняется некоторое уплотнение, зернисто-комковатая структура. Большое участие в их формировании принимал дерновый процесс, активно развивался процесс миграции углекислых солей.

В профиле мезинского педокомплекса, вскрытого ***в разрезе Тиганы*** (55°35′ с.ш., 50°35′ в.д.), на правобережье р. Тиганка, выделяются: неоднородно окрашенный гумусовый горизонт A1, в котором верхний подгоризонт $A1^1$ – темно-сероватo-коричневый, средний – аналогичного цвета, но более равномерно прокрашенный органическим веществом; нижний – темно-буровато-серый суглинок. По всему горизонту наблюдается гумусовые затёки. По языковатой границе он переходит в горизонт AB – неоднородно окрашенный – темно-желтовато-светло-коричневый суглинок с охристым оттенком, комковато-мелкоореховатой структуры, с гумусовыми затёками, примазками гидрооксидов железа и марганца. В основании педокомплекса располагается светло-коричневато-охристый горизонт BCa, с пунктуацией и примазками гидрооксидов железа, обилием карбонатного материала преимущественно в виде конкреций. По гранулометрическому составу педокомплекс относится к тяжелосуглинистым и легкоглинистым разностям. В нем явно доминирует илистая фракция, равномерно распределенная по профилю. Лишь в гумусово-аккумулятивном горизонте содержание ее возрастает. Почвы, входящие в педокомплекс, относительно выщелочены от карбонатов. Невысокая концентрация их, тем не менее, наблюдается в кровле педокомплекса и в иллювиальном горизонте микулинской почвы. Морфологически здесь фиксируется обилие карбонатных конкреций. Максимальное количество гумуса (С орг – 0,35–0,52%) фульватно-гуматного состава (Сгк/Сфк – 1,2–1,8), при связи гуминовых кислот с кальцием, приходится на среднюю и нижнюю часть горизонта A1. В иллювиальном горизонте состав гумуса меняется на фульватный. Указанные особенности состава органического вещества – преобладание гуминовых кислот, преимущественная связь их с кальцием – в современных условиях педогенеза характерны для почв с хорошо развитым дерновым процессом. Распределение по профилю основных компонентов валового состава характеризует его как слабо дифференцированный по генетическим горизонтам и достаточно однородный. Показателем относительной монотонности профиля являются узкие значения величин отношения SiO_2/R_2O_3 – 4,23–4,65 по всему профилю. Отмеченные особенности химического состава почв мезинского педокомплекса позволяют предположить, что формирование его черноземовидного облика сопровождалось активным гумусонакоплением и отсутствием элювиально-иллювиальных процессов.

В ряде разрезов в черноземовидных почвах микулинского межледниковья на исследованной территории, наряду с интенсивным гумусонакоплением, наблюдаются следы выщелачивания, что выражается в развитии в их профиле особого промытого от карбонатов, несколько оглиненного горизонта, располагающегося между гумусово-аккумулятивным и карбонатным горизонтами. В профиле таких почв диагностируются слабые признаки элювиально-иллювиальной дифференциации по илу, физической глине и валовому содержанию полуторных оксидов железа и алюминия. Морфологически это проявляется в наличии гумусовых затеков и слабо заметных буроватых пленок и корочек по граням структурных отдельностей в иллювиальном горизонте. В нижней части почвенного профиля в них наблюдаются

признаки оглеения в виде сизых и ржавых пятен. Иногда в генетических профилях рассматриваемых почв, наблюдаются слабые признаки подзолистого процесса: наличие осветленной белесой присыпки, покрывавшей слабым налетом структурные отдельности в нижней части горизонта А1 и в верхней части горизонта АВ, следы незначительного перераспределения полуторных оксидов железа и алюминия, некоторое оглинивание нижней части профиля. Развитие их происходило, очевидно, в зоне лесостепи под лесными массивами [Глушанкова, 2008).

Подводя итоги выше изложенному, можно заключить следующее. В микулинскую межледниковую эпоху на территории Русской равнины происходило формирование типов почв суббореального почвенно-климатического пояса. Сложный почвенный покров наблюдается на территории древней лесной зоны. Здесь преимущественное распространение получили почвы с резко дифференцированным по элювиально-иллювиальному типу строением профиля, с четкими признаками лессиважа в иллювиальных горизонтах. Фоновыми являлись почвы – аналоги современных лессивированных, псевдоподзолистых, бурозем овидных, относящихся к почвам теплой западноевропейской фации лесной зоны. Можно предположить, что формирование их происходило в результате воздействия процессов оглинивания, поверхностного оглеения, а в понижениях рельефа – грунтового оглеения. Исследование структуры почвенного покрова в пределах древней лесостепи показало сложное сочетание нескольких почвенных типов, из которых каждый занимал определенное ландшафтное положение в ее пределах – это серые лесные почвы, черноземы оподзоленные и выщелоченные, лугово-черноземные почвы, приуроченные к понижениям древнего рельефа. В почвенном покрове микулинского межледниковья четко проявляется широтная зональность. Общий план почвенных зон обнаруживает сходство с существующими ныне. Основное отличие заключается в значительном расширении зоны лесных почв, сокращении степной зоны, смещении к югу границы между лесной и лесостепной зонами. Сравнение почвенного покрова микулинского межледниковья с современным позволяет предположить их принципиальное сходство.

Исследования выполняются при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-00372)

Литература

Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Михайловка – опорный разрез плейстоцена Центра Русской равнины. М. 1986. 163 с.

Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Палеогеография плейстоцена Окско-Донской равнины // Теоретические и методические проблемы палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1987, с.145–170.

Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Стратиграфия и палеогеография бассейнов Днепра, Дона, Средней Волги // Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука, 1989. с.103–113.

Ахтырцев Б.П. Серые лесные почвы Центральной России. – Воронеж. Изд-во ВГУ.1979.

Богуцкий А.Б. Основные лессовые и палеопочвенные горизонты перигляциальной лессово-почвенной серии плейстоцена юго-запада Восточно-Европейской равнины // Стратиграфия и корреляция морских и континентальных отложений Украины. Киев. 1987.

Величко А.А. Основные закономерности эволюции ландшафтов и климата в кайнозое. В кн.: Изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн. лет. М.: ГЕОС.1999. С. 234–240.

Величко А.А., Морозова Т.Д. Микулинская почва, ее особенности и Стратиграфическое значение // Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. М., 1963. С. 17–39.

Величко А.А., Морозова Т.Д. Лессовый покров в позднем плейстоцене // Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства северного полушария. М.: Изд-во «ГЕОС». 2009. С. 49–63.

Глушанкова Н.И. Особенности группового состава гумуса погребенных почв Лихвинского разреза // Вести. МГУ. Серия 5. География, 1971, № 5, с.109–113.

Глушанкова Н.И. Четвертичная стратиграфия и история развития бассейнов Средней Волги, Нижней Камы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6, № 2. С. 91–107.

Глушанкова Н.И. Стратиграфия и палеогеографические события плейстоцена во внеледниковой зоне Среднерусской возвышенности // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Изд-во МГУ. 2000. С. 237–258.

Глушанкова Н.И. Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. Смоленск, Москва. Изд-во «Маджента». 2008. 348 с.

Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука. 1987. 183 с.

Гугалинская Л.А. Почвообразование и криогенез Центра Русской равнины в позднем плейстоцене. Пущино. Изд-во АН СССР, 1982. 204 с.

Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука. 1981. 282 с.

Сычева С.А. Позднеплейстоценовые ископаемые почвы Окско-Донской равнины. Автореф. дис. канд. геогр. наук М. 1979. 24 с.

Сычева С.А., Цацкин А.И. Эволюция ископаемых почв – аналогов современных почв центральной лесостепи // Геосистемный мониторинг в биосферных заповедниках. М.: ИГРАН, 1984. С. 49–60.

Ударцев В.П., Сычева С.А. Верхнеплейстоценовые лессы и погрбенные почвы Окско-Донской равнины // Проблемы региональной и общей палеогеографии лессовых и перигляциальных областей. М., 1975. С. 26–43.

Фридланд В.М. Структура почвенного покрова. М.: Мысль. 1972. 424 с.

Цацкин А.И. Палеопедологические реконструкции для позднего плейстоцена юго-запада Русской равнины // Автореф. дисс. канд. геогр. наук. ИГРАН.1980. 24 с.

Jersak J. Eemian and early Wurmian soils in loess of Poland. – Biul. periglac., 1973, № 22.

N. I. Glushankova

PALEORECONSTRUCTIONS OF THE MIKULINIAN (EEMIAN) SOIL COVER IN THE RUSSIAN PLAIN

Complex studies of the Late Pleistocene loess-soil formation in a number of key sections in the south-western, central and eastern Russian Plain provided data on regional features of Mikulinian (Eemian) soils. It was the so called subboreal-type soil cover with a zonal soil spectrum that was similar to that of the present with some differences in position of soil zones. The major distinctions from nowadays were considerable broadening of the forest zone, reduction of the steppe zone and shift of the boundary between forest and forested steppes zones.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 72, 2012 г.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОМАГНИТНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ РАЗРЕЗОВ ЮГА РОССИИ, УКРАИНЫ И АЗЕРБАЙДЖАНА

О.В. Пилипенко[1], В.М. Трубихин[2]

[1] Учреждение Российской академии наук Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия
[2] Учреждение Российской академии наук Геологический институт РАН, Москва, Россия

Проведено геологическое и палеомагнитное сопоставление четвертичных отложений параллельных разрезов: Украины – Роксоланы, разрезов Таманского п-ова: Тузла, Малый Кут и Пекла и Азербайджана – Караджа, на общем временном интервале, соответствующем неоплейстоцену. Приводится анализ направления остаточной намагниченности, записанной в изучаемых объектах, и выделены интервалы её аномального поведения, отвечающие интервалам аномального поведения геомагнитного поля. Главный вывод – в исследованных разрезах отражена запись глобальных экскурсов геомагнитного поля Моно, Лашамп, Блейк, Бива -I, Бива -II, Бива-III.

Введение

Осадочные отложения континентальных разрезов являются объектом изучения эволюции геомагнитного поля, динамики изменения его направления и величины в прошлом. Найти разрезы, в которых сохранилась бы непрерывная последовательность палеомагнитных событий за продолжительный интервал времени, является нелегкой задачей. В лёссово-почвенных разрезах процесс почвообразования может либо полностью переработать образовавшийся осадок [Шанцер, 1982], либо замедлить скорость накопления осадка в почвенном горизонте в три и более раз [Морозова, 1981]. Отсюда возникает трудность в датировании границ лёссово-почвенных комплексов. Морские отложения, представленные морскими террасами, содержат более подробную запись геологических событий новейшего этапа, хотя возрастная последовательность отложений часто является предметом дискуссий. Достоверность полученных палеомагнитных результатов может быть подтверждена, если они согласуются с аналогичными результатами одновозрастных параллельных разрезов. С этой целью был изучен ряд разрезов неоплейстоцена юга Украины и России, а также Азербайджана. Рекогносцировочные исследования выявили ряд интервалов с аномальным поведением естественной остаточной намагниченности (NRM). В дальнейшем разрезы отбирались сплошным отбором с целью детального изучения этих интервалов. В данной работе приведено сравнение следующих разрезов (рис. 1): 1) Роксоланы (устье р. Днестр, Украина, φ =45°N, λ=30°E) во временном интервале ~300–10 тыс. лет; разрезов Таманского п-ова (φ =45°N, λ =37°E): 2) Малый Кут (северный берег Таманского залива), охватывающего временные интервалы ~50–25, ~120–100 и 425–375 тыс. лет); 3) Тузла (северо-запад Таманского п-ова) в двух временных интервалах ~50–10 и ~120–70 тыс. лет; 4) Пекла (Азовское побережье Таманского п-ова) в следующих временных интервалах ~425–325 и 225–55 тыс. лет; 5) морская терраса разреза Караджа (Азербайджан, φ=40°N, λ=47°E) во временном интервале ~45–20 тыс. лет.

В работах [Шаронова и др., 2004; Пилипенко и др., 2005–2011] приведены результаты петромагнитных и палеомагнитных исследований, позволившие получить кривые изменения направления характеристической остаточной намагниченности ChRM. Основными магнитными минералами изученных пород являются магнетит или маггемит и гематит, как отложившиеся в процессе осадконакопления, так и образовавшиеся в процессе педогенеза, в той или иной степени затронувшего разрезы. Выявлено закономерное изменение петромагнитных характеристик по разрезам и установлена их связь с измене-

Рис. 1. Географическое местоположение разрезов.

нием климатической обстановки. Палеомагнитные исследования показали, что в слагающих разрезы осадочных породах имеются интервалы аномально высоких вариаций ChRM, которые, вероятно, связаны с глобальными экскурсами геомагнитного поля: Моно, Лашамп, Блейк, Бива-I, Бива-II, Бива-III [Мёрнер и др., 2001]. Истинная природа геомагнитных экскурсов до конца не изучена. Тем не менее, палеомагнитные записи экскурсов могут служить хорошими временными маркерами. Целью данной работы было сравнение полученных палеомагнитных результатов с аналогичными результатами на общих временных интервалах.

Описание и датирование разреза Роксоланы

Лессово-почвенный разрез Роксоланы расположен на восточном берегу Днестровского лимана, примерно в 40 км к западу от г. Одессы (рис. 1). Разрез соответствует VIII террасе Днестра. Мощность обнажающихся отложений 50–55 м. Лессово-почвенная серия охватывает временной интервал от верхов эоплейстоцена до голоцена. Исследованная часть разреза (рис. 2) состоит из лессового горизонта мощностью ~12 м, лежащего над инжавинским педокомплексом (In). Инжавинский педокомплекс отвечает лихвинскому потеплению (9-ой ИКС), кровля педокомплекса имеет возраст около 300 тыс. лет [Додонов, 2002]. Над лессовым горизонтом располагается мезинский педокомплекс (Mz), отвечающий верхнеплейстоценовому климатическому оптимуму – 5 ИКС, что соответствует микулинскому потеплению [Tsatskin et al., 1998]. Верхняя его часть представлена красно-бурыми палеопочвами. Выше по неровной с размывом границе ложатся желтовато-палевые лессы, отвечающие ранней фазе валдайского оледенения. Возраст границы может быть оценен как ~70 тыс. лет. Примерно на 1,7 м выше кровли мезинской почвы располагается мощная бурая брянская почва (Br) с хорошо выраженным карбонатным горизонтом в нижней части. Подошва лессов, перекрывающих брянскую почву, отвечает позднему валдаю, возраст ее ~20 тыс. лет. В брянской почве получена радиоуглеродная дата ~26760±240 лет [Dodonov et al., 2001]. Выше, вплоть до современной черноземной почвы разрез сложен светлыми, желтоватыми, песчанистыми лессами. На 2 м выше брянской почвы в лессах располагается ясно выраженный горизонт карбонатных конкреций – следы размытой палеопочвы (X). Предположительно, эта палеопочва образовалась во время голоценового климатического оптимума. Тогда лессы, расположенные выше горизонта карбонатных конкреций, будут уже голоценовыми. Если это так, то кровлю горизонта карбонатных конкреций примерно можно датировать как границу плейстоцена и голоцена, то есть ~10 тыс. лет.

В верхней части лёссов, лежащих между палеопочвами Mz и In отмечается прослой вулканического пепла (рис. 2). Этот пепел близок по составу пеплам разреза Джурджульешты, расположенного на ~200 км западнее от разреза Роксоланы. В разрезе Джурджульешты пеплы лежат в нижней части покровных отложений, перекрывающих ли-

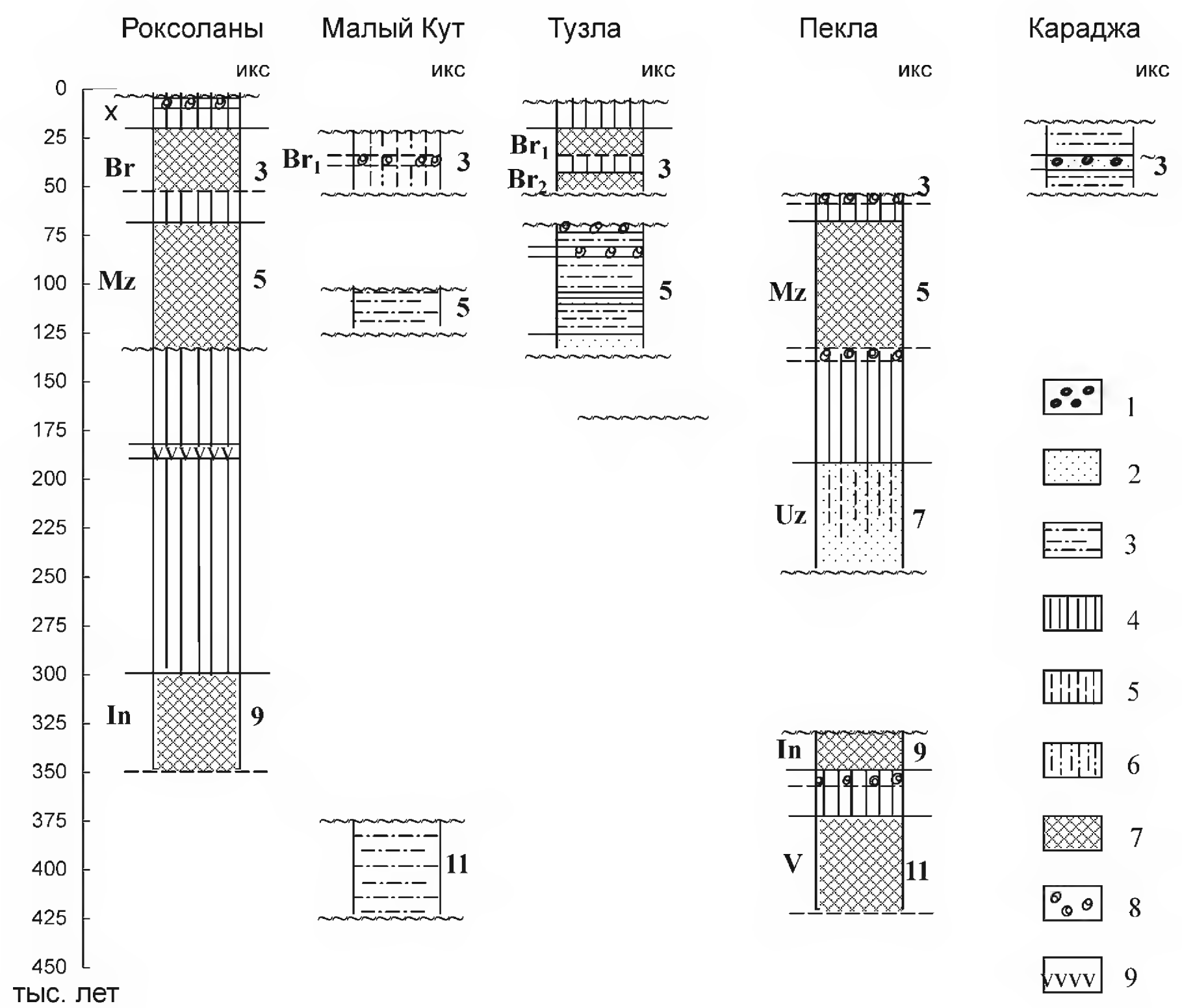


Рис. 2. Сопоставление схематических литологических колонок изученных разрезов
1– конгломераты, 2 – пески, 3 – алевролиты, 4 – лёссы, 5 – суглинки, 6 – супеси, 7 – почвы, 8 – горизонт карбонатизации, 9 – вулканический пепел.

манную толщу узунларских отложений [Карлов, 1957]. Узунларские отложения соответствуют 7-ой ИКС [Трубихин, 1987]. Покровные отложения датируется поздним риссом, то есть московской стадией оледенения [Цеховский и др., 1998]. Отсюда возраст пеплов не древнее 180 тыс. лет. Особенностью разреза Роксоланы является отсутствие в разрезе роменской почвы, соответствующей потеплению – 7 ИКС. Однако, отложения, отвечающие этому интервалу времени, в разрезе присутствуют. Роменский интервал соответствует одинцовскому интерстадиалу и узунларским отложениям Черноморского бассейна.

Описание и датирование разреза Малый Кут

Разрез Малый Кут расположен на северном берегу Таманского залива (рис. 1), примерно в 7 км на юго-запад от станицы Запорожская. Разрез Малый Кут представляет собою морскую террасу бакинского возраста, вложенную в сильно дислоцированные морские сарматские отложения [Пилипенко и Трубихин, 2012]. В террасу бакинского возраста вложена морская карангатская терраса. Изученная часть разреза Малый Кут разбивается на три комплекса. Нижний комплекс морских отложений представлен снизу вверх песками, алевритистыми песками и алевролитами. В них вложены грубозернистые пески, выше сменяющиеся алевролитами (второй комплекс). Севернее алевролиты перекрываются суглинками и супесями, также входящими во второй комплекс. Отложения этих двух комплексов слабо дислоцированы. Выше залегают с несогласием суглинки и супеси (верхний комплекс) со следами почвообразования – горизонтом карбонатных конкреций.

Наличие в террасе морской фауны моллюсков позволяет хорошо датировать изучаемые отложения. Фауна *Didacna parvula Nal.* лежащих в основании разреза песков однозначно говорит о бакинском возрасте отложений. Фауна *Didacna nalivkini Wass., D. pallasi Prav., D. cf. subpyramidata Prav.* песчанистых алевролитов в верхней части нижнего комплекса позволяет говорить о финальной стадии раннего плейстоцена [Федоров, 1963]. Эта пачка отвечает 11 ИКС и, вероятно, имеет возраст ~375–425 тыс. лет. Фауна *Cardium tuberculatum L., Ostrea taurica Kryn.* в песках второго комплекса свидетельствует об их карангатском возрасте ~120–70 тыс. лет. Подошва пачки супесей и суглинков ложится с угловым несогласием на нижележащие горизонты. Подобная картина наблюдалась ранее в одновозрастных отложениях параллельного разреза Тузла [Пилипенко и др., 2006], что дает возраст подошвы пачки не древнее 50 тыс. лет. Кровля разреза датируется как ~20 тыс. лет.

Описание и датирование разреза Тузла

Разрез Тузла расположен на Таманском полуострове (рис. 1) южнее одноименного мыса Тузла. Разрез представляет собой морскую террасу карангатского возраста. Высота террасы над уровнем моря около 14–15 м. Цоколь террасы сложен дислоцированными миоценовыми глинами. Разрез четко разбивается на 2 блока (рис. 2): нижний, представленный морскими и субаквальными отложениями, и верхний, представленный чисто покровными отложениями – лёссами и почвами. Причем, если породы верхнего блока залегают горизонтально, то породы нижнего блока явственно, хотя и очень слабо дислоцированы (2–3°).

Нижний блок морской террасы представляет собой сложно построенную карангатскую серию морских и лагунных отложений со средиземноморским типом фауны морских моллюсков [Фёдоров, 1963]. Эти отложения слагают три осадочных цикла. В работе [Dodonov et al., 2000] приведены результаты уран-ториевого (U/Th) датирования, выполненного лабораторией «Геохронологии» Санкт-Петербургского государственного университета по раковинам, найденным в параллельном разрезе Эльтиген, расположенном на противоположном берегу Керченского пролива. Датирование I-го нижнего осадочного цикла отложений по раковинам морских моллюсков *Cerastoderma edule* даёт возраст 127±8,9 тыс. лет, датирование II-го осадочного цикла по раковинам моллюсков *Paphia senescens* – 107±7,7 тыс. лет. Фаунистические находки мелких млекопитающих *Spemophilus sp., Spalax sp., Ellobius talpinus* и др. в I-ом осадочном цикле характерны для позднеплейстоценовых отложений восточной Европы и соответствуют последнему микулинскому межледниковью.

На пробе № 074502 из верхней части I осадочного цикла разреза Тузла было проведено люминесцентное датирование по полевому шпату (оптически стимулированная люминесценция – OSL), что дало возрастную оценку 85±6 тыс. лет. Датирование было любезно выполнено профессором Ж.-П. Байлаэртом в Орхусском университете (Дания).

Таким образом, отложения нижней части террасы соответствуют 5 ИКС. На основе выше сказанного для подошвы аккумулятивных отложений первого блока террасы можно принять возраст – не древнее ~130 тыс. лет и для кровли этих отложений – не моложе ~75 тыс. лет.

Что же касается верхнего блока разреза, то сдвоенная почва отвечает внутривалдайскому интерстадиалу [Додонов, 2002] и соответствует брянскому педокомплексу (Br). Внутривалдайский интерстадиал содержит в своём составе два наиболее крупных потепления – гражданское и дунаево [Палеолит СССР, 1984] и отвечает двухчленной 3-ей ИКС. Подошва интерстадиала не древнее 50 тыс. лет, а кровля нижней (Br_2) и верхней (Br_1) погребённых почв будут иметь даты ~35 и ~20 тыс. лет, соответственно. Верхние лёссы отвечают позднему валдаю, их кровля не моложе 10 тыс. лет.

Таким образом, на границе блоков разреза фиксируется перерыв продолжительностью около 20 тыс. лет. На этот перерыв падает фаза тектонической активности, зафиксированная в Крыму и на Кавказе в интервале между 50–70 тыс. лет [Трубихин, 1987].

Описание и датирование разреза Пекла

Разрез Пекла представляет собою морскую террасу бакинского возраста. Мощность всего комплекса аккумулятивных отложений террасы ~32 м. Возраст песков, лежащих в основании морской террасы, определяется как нижнебакинский по морским моллюскам [Фёдоров, 1963]. Весь нижний комплекс осадков, представляющий собою переход от пляжных песков до гидроморфной почвы, отражает регрессию соответствующей части Черноморского палеобассейна [Додонов, 2002]. Выше, в интервале ~20 м, разрез сложен переслаиванием лёссов и палеопочв. Исследованная часть разреза, охватывающая временной интервал ~ 425–50 тыс. лет, показана на рис. 2. Последовательно располагаются: лёсс, отвечающий донскому оледенению (на рис. 2 эти лёссы не показаны), воронская палеопочва (V), лёсс, отвечающий окскому оледенению и инжавинская палеопочва (In), срезаемая песками, которые аккумулировались в трансгрессивную фазу развития Таманского залива [Величко и др., 1973]. Возраст этой

трансгрессии узунларский (Uz). Комплекс лёссов, отвечающий днепровскому оледенению, здесь, скорее всего, уничтожен узунларской абразией.

Лессы, отвечающие московскому оледенению, были сокращены в мощности за счет того, что мезинский педокомплекс (Mz) налегает на них с размывом [Додонов, 2002]. Вышележащие лёссы первой фазы валдайского оледенения – калининской, сохранились в разрезе почти целиком. В разрезе отсутствует собственно брянская почва, но хорошо сохранился её нижний горизонт, насыщенный карбонатными конкрециями [Додонов, 2002]. Современная почва ложится на подстилающие толщи с размывом (на рис. 2 не обозначена).

В разрезе Пекла намечается ряд временных реперов. Подошва брянской почвы, отвечающей 3-ей ИКС, не древнее 50 тыс. лет. Кровля мезинского педокомплекса, отвечающего 5-ой ИКС, может быть датирована как ~70 тыс. лет, а подошва – как ~130 тыс. лет. Подошва узунларских песков, отвечающих 7-ой ИКС, не древнее 240 тыс. лет.

На пробе № 074501 из средней части узунларских песков в Орхусском университете (Дания) было проведено OSL датирование, что дало возрастную оценку не моложе 204 тыс. лет, что хорошо согласуется с общепринятым возрастом нижней границы отложений, отвечающих узунларской трансгрессии Черного моря [Додонов, 2002].

Воронская палеопочва, по нашему мнению, соответствует 11-ой ИКС, а инжавинская 9-ой ИКС, их кровли имеют возраст ~375 и ~300 тыс. лет, соответственно [Трубихин, 1987].

Описание и датирование разреза Караджа

Разрез Караджа расположен на берегу Мингечаурского водохранилища в двух километрах восточнее города Мингечаур, Азербайджан. Весь разрез представляет антиклинальную складку протяженностью ~17 км, которая относится к Богаз – Караджа – Карамарьямской складчатой зоне [Мамедов, 2002]. В северной моноклинали складки обнажается полная последовательность отложений мощностью около 1000 м, соответствующая временному интервалу от раннего до позднего плейстоцена включительно. Самый верх разреза Караджа, отвечающий по возрасту среднему и позднему валдаю (~50–10 тыс. лет), не дислоцирован и представляет собой две морские террасы позднеплейстоценового возраста, вложенные в нижележащие дислоцированные толщи [Трубихин, 1987]. На горизонтально залегающих отложениях верхней морской террасы и было сконцентрировано внимание в работе [Пилипенко и др., 2009].

Отложения верхней морской террасы отражают два этапа трансгрессии Палеокаспия. В низах над базальным горизонтом конгломератов терраса сложена морскими отложениями (карбонатными алевролитами), (рис. 2). Второй более поздний этап трансгрессии представлен субаэральными отложениями (песчанистыми алевролитами, супесями). Они разделены слоем песков с линзами галек и гравия, который соответствует продолжительному понижению уровня моря.

В позднеплейстоценовых отложениях верхней террасы разреза Караджа отсутствуют абсолютные датировки. Определение возраста основывалось на проведении геологической корреляции осадков с хорошо изученными одновозрастными отложениями Черноморского бассейна [Dodonov at al., 2000].

Столь высокое положение недислоцированных морских отложений разреза Караджа свидетельствует о том, что они относятся к «великой» хвалынской трансгрессии Палеокаспия. Плейстоценовые трансгрессии Каспийского и Черного морей имеют гляциоэвстатический характер и, вероятно, должны быть синхронны. Подстилающие хвалынь позднехазарские отложения Каспийского бассейна синхронны карангатским отложениям Черного моря как по геологическим данным (фауна моллюсков) [Попов, 1983], так и по радиоизотопным датировкам [Геохронология СССР, 1984; Dodonov et al., 2000], и соответствуют изотопно-кислородной стадии 5 (ИКС).

В Черноморском регионе между морскими слабодислоцированными карангатскими отложениями и отложениями, отвечающими внутривалдайскому интерстадиалу (3-я ИКС), наблюдается угловое несогласие, вызванное тектонической активностью в интервале ~ 70–50 тыс. лет [Пилипенко и др., 2007]. Подобное несогласие, только более ярко выраженное, наблюдается и в подошве морской террасы разреза Караджа, что позволяет оценить возраст подошвы хвалынских отложений ~50 тыс. лет.

Кровля отложений верхней террасы совпадает с регрессией Палеокаспия в конце среднего валдая, соответствующего концу 3-ей ИКС и, соответственно, имеет возраст ~20 тыс. лет. Внутривалдайский интерстадиал двухфазен: два наиболее крупных потепления гражданское и дунаево разделены небольшим периодом похолодания (~30–35тыс. лет). Похолоданию, вероятно, отвечает пачка песков с галькой внутри осадочного комплекса верхней террасы разреза Караджа [Пилипенко и др., 2009].

Отбор материала для палеомагнитных исследований

Из свежерасчищенных вертикальных стенок разрезов были отобраны ориентированные в гори-

зонтальной плоскости по магнитному меридиану штуфы практически сплошным отбором. Чтобы исключить влияние выветривания с поверхности обнажения всегда удалялся слой толщиной ~ 0,5 м. Штуфы были распилены на пластины толщиною 2 см, из которых были изготовлены кубические образцы размером 2×2×2см, пригодным для измерения на магнитометре JR-4 по 3–4 дубля с уровня. Уровнем в данном случае является слой – пластина мощностью 2 см.

Особенностью лёссово-почвенного разреза Роксоланы являются аномально большие мощности лессовых отложений. В данной работе будут представлены результаты исследования верхних 21 м разреза Роксоланы. Эта часть разреза включает интервал от лёссового горизонта, лежащего над инжавинской палеопочвой, до голоценвых отложений. Продолжительность изученной части разреза оценивается как ~300–10 тыс. лет, число уровней равняется 691.

Из суглинков верхней части разреза Малый Кут было отобрано 23 уровня (временной интервал ~50–25 тыс. лет), из карангатской части разреза – 13 уровней (~120–100 тыс. лет), а из нижней надбакинской части – 120 уровней (~ 425–375 тыс. лет). Мощность изученных отложений разреза ~5,5 м.

Образцы пород разреза Тузла были отобраны от кровли поздневалдайских лессов, обогащенных карбонатными конкрециями, до подошвы субаквальных отложений, исключая базальные пески и конгломераты. Число уровней верхнего лессово-почвенного блока разреза равнялось 146. Число уровней нижнего морского (субаквального) блока разреза Тузла равнялось 244. Суммарная мощность изученных отложений разреза ~11,5 м, продолжительность интервалов оценивается как ~50–10 и ~120–70 тыс. лет.

Образцы пород лессово-почвенного разреза Пекла были отобраны от подошвы карбонатного горизонта брянской почвы до подошвы воронской почвы. Мощность изученных отложений разреза ~12,5 м. Число уровней исследуемого интервала – 454. Продолжительность изученной части разреза оценивается ~425–325 и 240–50 тыс. лет.

Образцы верхней морской террасы разреза Караджа были непрерывно отобраны из двух свежерасчищенных вертикальных стенок разреза. Образцы песков не отбирались. Мощность изученных отложений террасы ~13 м, число исследованных уровней равнялось 406, возраст оценивается как ~45–20 тыс. лет.

Палеомагнитные записи угловых элементов NRM

Разрез Роксоланы. Подробное изучение состава, концентрации, размера зерен-носителей NRM, анизотропии магнитной восприимчивости пород, надежности выделенных направлений ChRM представлено в работах [Шаронова и др., 2004; Пилипенко и др., 2005–2011]. В исследуемой части разреза Роксоланы среднее направление остаточной намагниченности мало изменяется вдоль разреза: Dср=350°, Iср=60° и близко к направлению современного геомагнитного поля (Dсовр=3°, Iсовр=63°), рис. 3б и 4б. Интерес представляют несколько интервалов резкого изменения направления ChRM. Первый интервал аномального поведения намагниченности одновременно по D и I выделяется по 14 уровням во временном интервале ~25–30 тыс. лет. Следующее аномальное отклонение величин I по нескольким уровням наблюдается на палеомагнитной записи ~105 и 115 тыс. лет (рис. 3б и 5а). Еще два аномальных направления выделяются по D по 3 уровням ~220 тыс. лет и по I и D по 6 уровням ~250 тыс. лет (рис. 5а и 6а).

Малый Кут. Средние величины D и I близки к величинам угловых компонент современного поля диполя в месте отбора образцов. На их фоне выделяются два интервала с аномальным направлением вектора остаточной характеристической намагниченности. Первое отклонение падает на интервал ~28–30 тыс. лет и выделяется по D и по I (рис. 3г и 4г), [Пилипенко и Трубихин, 2012]. Второе отклонение падает на финальную часть нижнего неоплейстоцена, также проявляется как в склонении, так и в наклонении, и имеет возраст в пределах 390–375 тыс. лет (5в и 6в).

Разрез Тузла. На рис. 3в и 4в представлены кривые изменения угловых элементов ChRM после временной привязки, осуществлённой, как изложено в описании датирования пород разреза Тузла. На интервале глубин 2,6–4,2 м, который целиком захватывает брянскую палеопочву Br_1 и большую часть подстилающего её лёсса приходится резкое отклонение от средних величин D и I [Пилипенко и др., 2006]. Возраст этого интервала аномального поведения ChRM оценивается ~25–35 тыс. лет. А также, на интервале глубин 9,3–9,6 м наблюдается резкое отклонение величин I, которое выделяется по 4 уровням. Возраст этой аномалии ~105–110 тыс. лет, [Пилипенко и др., 2007].

Разрез Пекла. В исследуемой части разреза Пекла основное количество образцов имело ChRM прямой полярности [Пилипенко и др., 2005, 2010, 2011]. Среднее направление ChRM прямой полярности (Dср=355°, Iср=62°) близко к направлению современного поля диполя в месте отбора образцов (Dсовр=6°, Iсовр=59°). На фоне современных значений намагниченности всего массива данных выделяется интервал аномального направления ChRM (рис. 5б, 6б). Аномальное направление на-

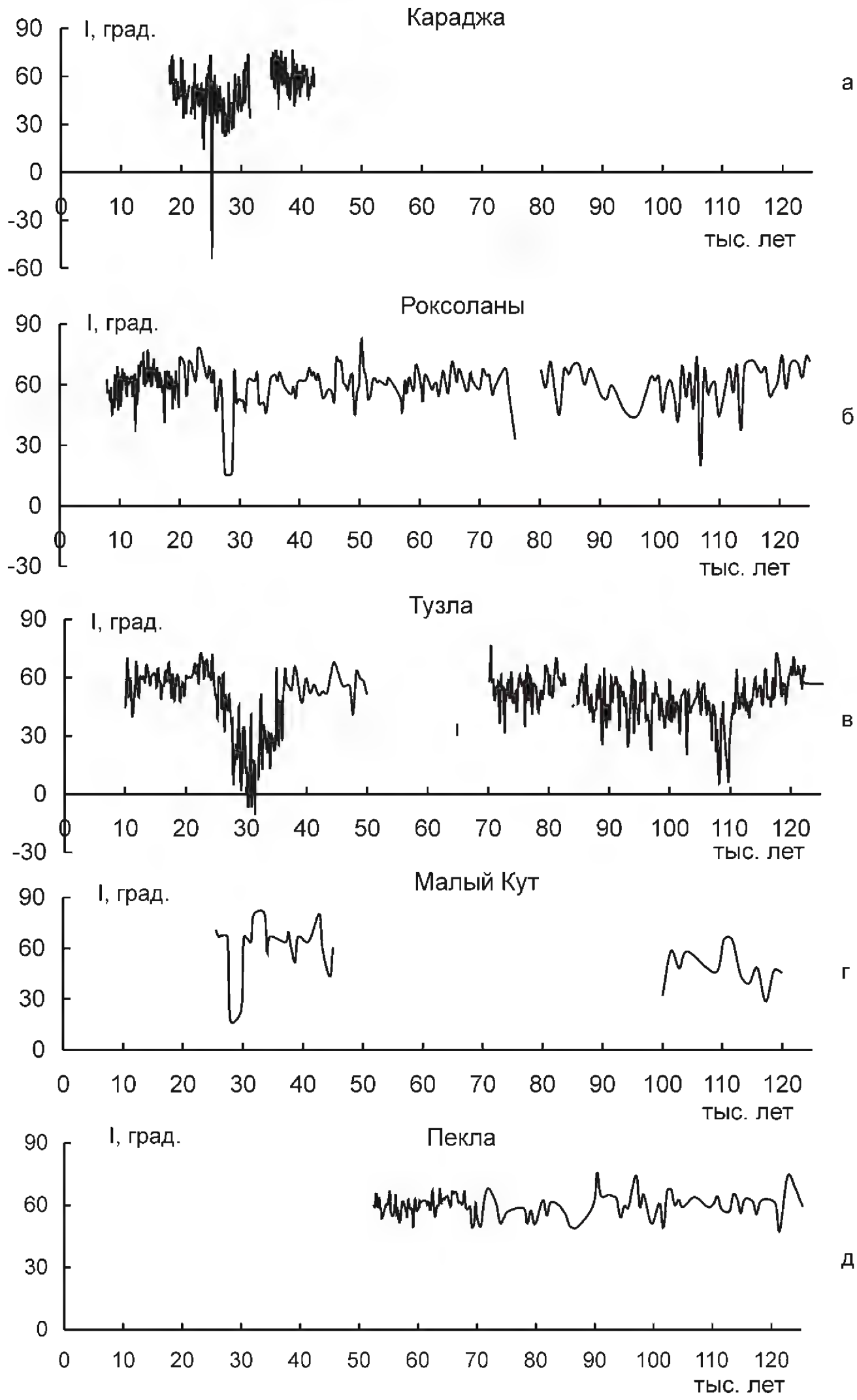


Рис. 3. Кривые зависимости средних значений наклонения I до 125 тыс. лет для всех исследованных разрезов Караджа – (а), Роксоланы – (б), Тузла – (в), Малый Кут– (г), Пекла –(д).

магниченности ~325 тыс. лет приходится на самый верх инжавинской палеопочвы и захватывает три последних уровня из шести единого штуфа и первый уровень нижележащего штуфа. Аномальный горизонт проявляется разбросом значений I от высоких до низких значений: 83–36° и высокими значениями D до 200°.

Разрез Караджа. Основное количество образцов верхней морской террасы разреза Караджа имело ChRM прямой полярности [Пилипенко и др., 2009]. Среднее направление ChRM прямой полярности близко к направлению современного поля диполя в месте отбора образцов (Dсовр=5,5°, Iсовр=59°). На фоне нормальных значений намаг-

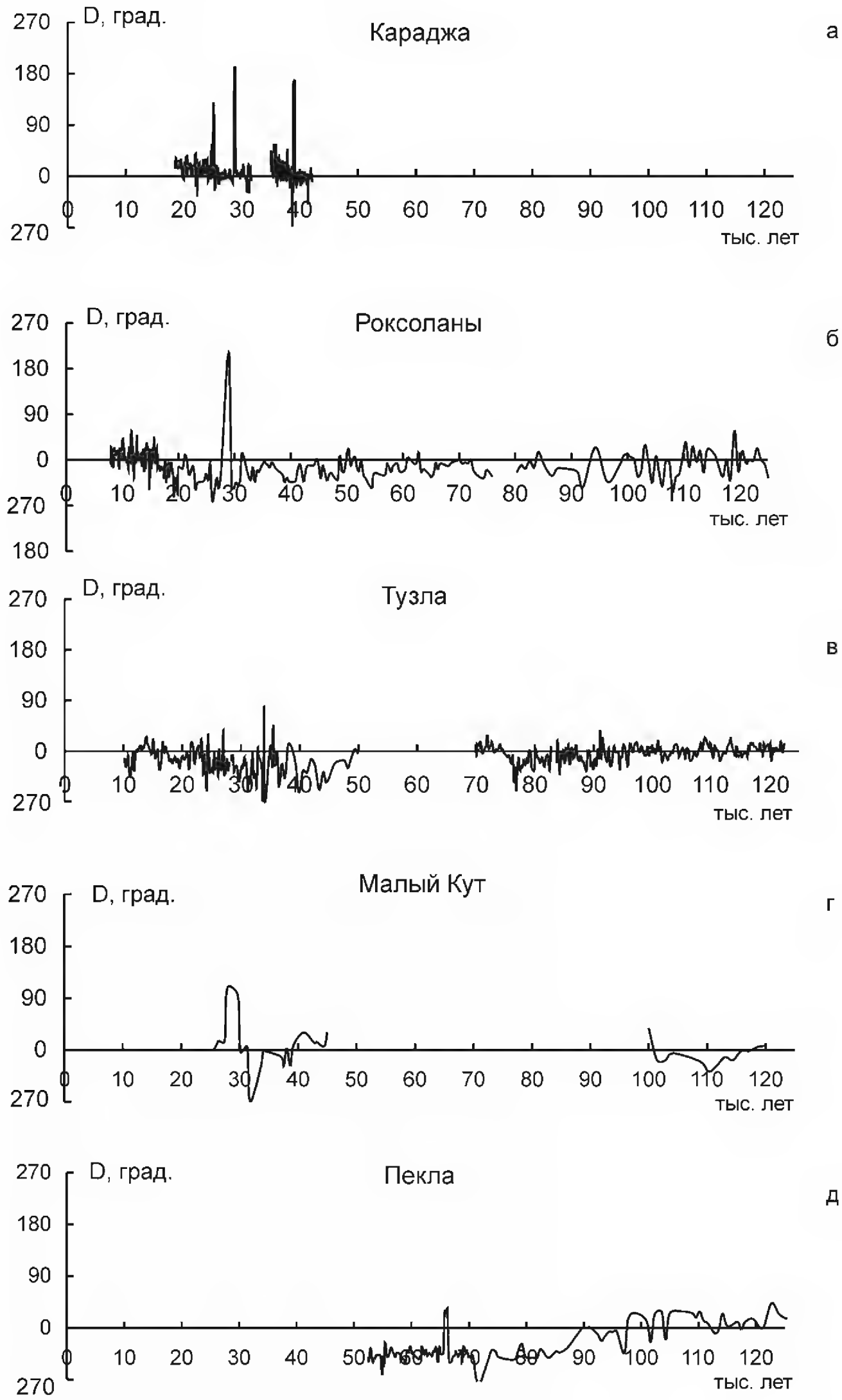


Рис. 4. Кривые зависимости средних значений склонения D до 125 тыс. лет для всех исследованных разрезов Караджа – (а), Роксоланы – (б), Тузла – (в), Малый Кут– (г), Пекла –(д).

ниченности надежно выделены три интервала аномального направления ChRM. Первый интервал приходится на глубину 3,65–3,74 м и захватывает целиком штуф, состоящий из 5 уровней из средней части песчанистого алевролита в верхней части террасы. Аномальный горизонт проявляется отрицательными значениями наклонения от -7° до -54° и склонениями от 101° до 119°.

Следующий интервал аномального направления намагниченности падает на интервал глубин 5,15–5,24 м и наблюдается на образцах штуфа из песчанистого алевролита по трём уровням, за исключением

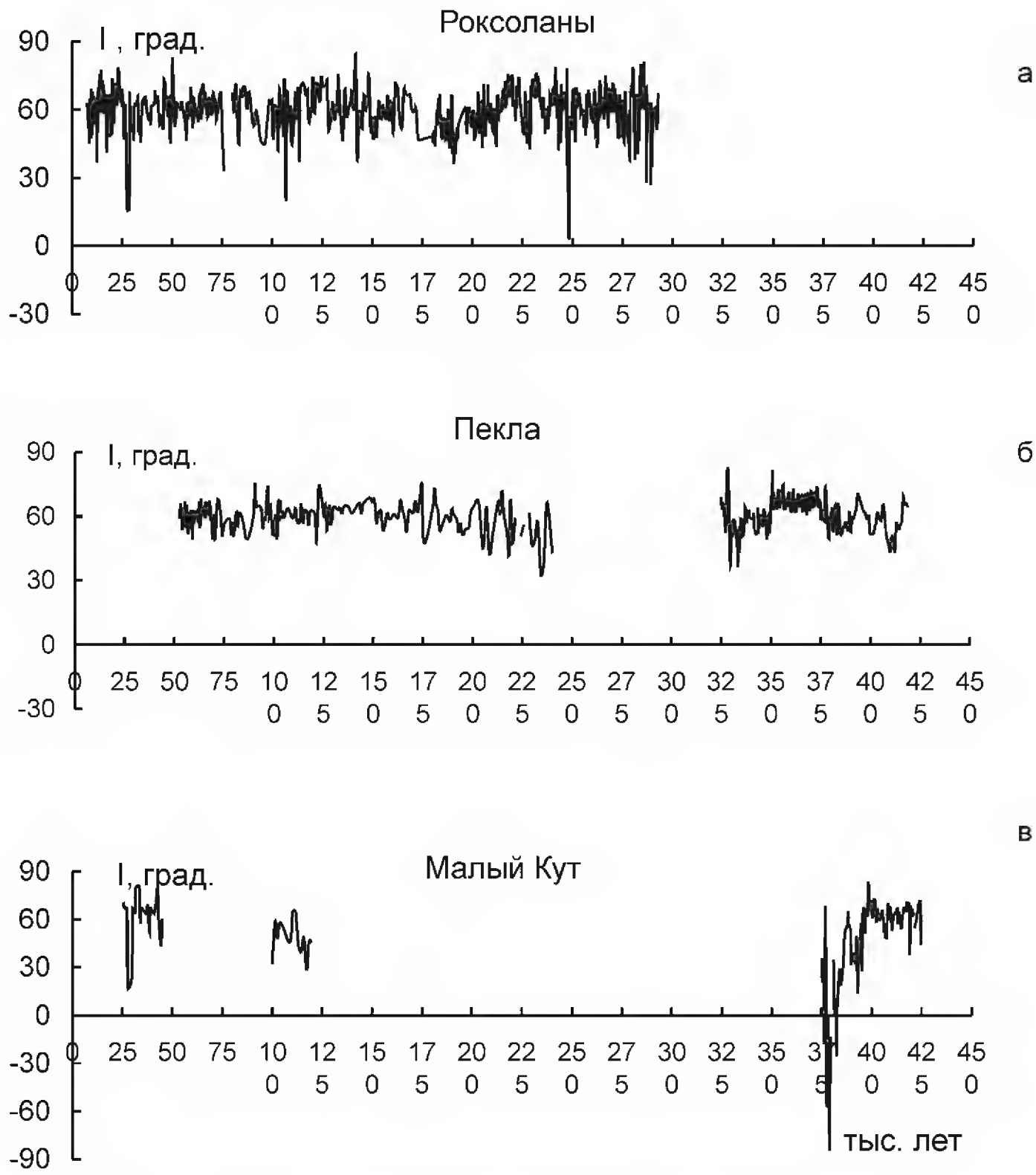


Рис. 5. Кривые зависимости средних значений наклонения I до 450 тыс. лет для разрезов Роксоланы – (а), Пекла – (б) и Малый Кут– (в).

первого. Аномальное направление проявляется заниженным значением наклонения до 27°, которое вдвое меньше наклонения поля магнитного диполя в месте отбора образцов, и склонением до 190°.

На интервал глубин 11,14–11,38 м приходится третий аномальный горизонт. Он захватывает 11 уровней (низ штуфа и два нижележащих штуфа целиком) песчанистого алевролита. Величины D отклоняются от среднего значения до 167°. Принимая возраст террасы таким, как обосновано выше и проводя линейную интерполяцию, получаем следующие даты для аномальных горизонтов: 3,65–3,74 м – ~25 тыс. лет, 5,15–5,24 м – ~29 тыс. лет и 11,14–11,38 м – ~39 тыс. лет, рис. 3а и 4а.

Обсуждение результатов

В настоящей работе выделен ряд интервалов аномального поведения остаточной намагниченности. Самый древний аномальный горизонт расположен в финальной части нижнего неоплейстоцена и выделен в разрезе Таманского п-ова Малый Кут. Возраст его можно оценить как 390–375 тыс. лет. Также он ранее встречался в кровле трансгрессивных отложений урунджикского горизонта разреза Караджа (11 ИКС) и был отнесен к возрасту ~400–375 тыс. лет [Гурарий и др., 1986]. Этому интервалу аномального поведения намагниченности по возрасту соответствует экскурс Бива-III [Мёрнер и др., 2001].

Следующий горизонт аномального поведения намагниченности установлен лишь в разрезе Пекла внутри инжавинской палеопочвы (9 ИКС). Возраст его можно оценить как ~325 тыс. лет. Учитывая неточность датировки, его можно сопоставить с экскурсом Бива-II.

В разрезе Роксоланы, выше инжавинской почвы, в лёссах установлен сложно построенный

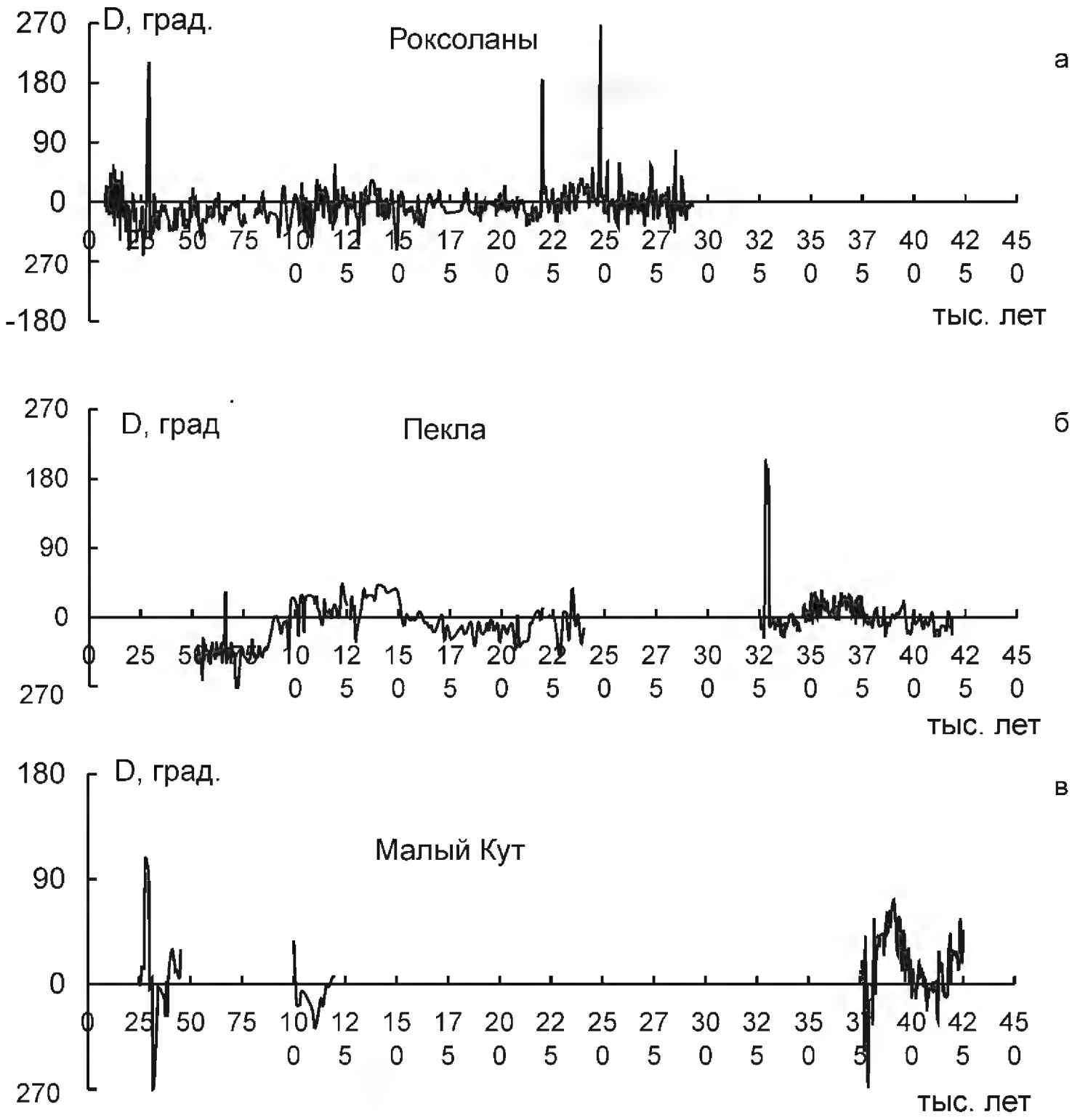


Рис. 6. Кривые зависимости средних значений наклонения I до 450 тыс. лет для разрезов Роксоланы – (а), Пекла – (б) и Малый Кут– (в).

горизонт аномального поведения вектора намагниченности, который выделяется по двукратному отклонению вектора намагниченности от нормальной полярности, возраст горизонта можно оценить как ~250–225 тыс. лет. На этом уровне в разрезах Узунларский лиман (побережье Черного моря) и Караджа, в отложениях нижней части узунлара и косожского горизонта (7 ИКС), также фиксируется мощный сложно построенный горизонт аномального поведения намагниченности [Трубихин, 1987]. Начало 7 ИКС как раз имеет возраст ~250 тыс. лет.

Выше располагается аномальный горизонт, установленный в разрезе Узунларского лимана, в отложениях, отвечающих верхам узунлара, примерно на границе 7-ой и 6-ой ИКС [Трубихин, 1987]. Соответственно возраст его будет ~180–160 тыс. лет. Это подтверждает и U/Th датировка ~160 тыс. лет [Чепалыга, Михайлеску, 1985]. Как соотносятся эти два аномальных горизонта 250–225 и 180–160 тыс. лет с экскурсами общепринятых шкал не очень ясно. В публикации [Langereis C.G. et al., 1997] экскурсы Ямайка и Бива-I отождествляются. Если же опираться на более раннюю публикацию [Kaway, 1984], то нижний аномальный горизонт будет, вероятно, отвечать экскурсу Ямайка, а верхний – Бива-I.

Следующий аномальный горизонт уверенно фиксируется в карангатских отложениях Черного моря и позднехазарских (гиркантских) отложениях Каспия. Он располагается внутри 5 ИКС и соответствует экскурсу Блейк, который является одним из стратиграфических маркеров эпохи Брюнес. Он хорошо выражен в разрезе Тузла, намечается в разрезах Роксоланы и Малый Кут и уверенно установлен в разрезе Караджа [Гурарий и др., 1986]. Особенно хорошо он выражен в стратотипе Карангата – разрезе Эльтиген (Керченский п-ов) [Dodonov et

al., 2000], где он имеет до трёх отклонений вектора NRM от нормальной полярности. Возраст карангатских отложений разреза Эльтиген определяется радиоизотопным (U/Th) методом [Dodonov et al., 2000], а в разрезе Тузла – оптически стимулированной люминесценцией (OSL). Горизонт аномальной намагниченности представляет собою пакет слоев с прямой, обратной и промежуточной полярностью, его возраст ~120–100 тыс. лет. В работах [Herrero-Bervera et al., 1989; Zhu et al., 1994] описаны случаи, когда экскурс Блейк также имел три обратных отклонения и два перерыва прямой полярности Такое сложно поведение поля во время этого экскурса может объяснить различия в оценках его возраста и продолжительности.

Наконец, последний из изученных аномальных горизонтов установлен в разрезах Роксоланы, Тузла, Малый Кут и Караджа. Намечается он и в разрезе Эльтиген. Он расположен в отложениях, отвечающих 3 ИКС, и имеет возраст ~40–20 тыс. лет. Как радиоуглеродные, так и уран-торивые датировки подтверждают этот возраст [Островский и др., 1977]. Горизонт также сложно построен, как и Блейк. В наиболее представительном разрезе Караджа на фоне преимущественно прямой полярности наблюдаются как минимум три экскурса. Нижние два можно сопоставить с экскурсом Лашамп, верхний – с экскурсом Моно.

Анализ приведенных в работе данных показал, что так называемые экскурсы геомагнитного поля такие как Блейк, Ямайка, Бива-III представляют собой именно интервалы аномального поведения намагниченности, т.е. пакеты слоев с прямой, обратной и промежуточной полярностью, разделенные интервалами относительно спокойного поля. Если мы имеем возможность оценить их продолжительность, то она оказывается близка и примерно равна 20–30 тыс. лет. Таков, например, Блейк или последний аномальный интервал между 40 и 20 тыс. лет тому назад. Тогда экскурсы, такие как Лашамп или Моно будут являться составной частью аномальных горизонтов. Поэтому предлагается последний интервал аномального поведения намагниченности выделить в самостоятельную единицу шкалы. Все выше приведенные данные можно представить в виде таблицы.

Выводы

1. Детально изучен ряд разрезов неоплейстоцена Понто-Каспия от 425 до 10 тыс. лет.

2. В этом интервале установлены минимум шесть горизонтов аномального поведения намагниченности.

3. Ряд горизонтов прослежен по простиранию от южной Украины до Азербайджана.

4. Установлено, что они представляют собой пакеты слоев с прямой, обратной и промежуточной полярностью, продолжительностью 20–30 тыс. лет.

5. Можно предположить, что экскурсы Моно и Лашамп представляют собою элементы единого палеомагнитного события.

Благодарности

Авторы работы выражают искреннюю благодарность профессору лаборатории Люминесцентного датирования Орхусского университета (Дания) Жанну-Питеру Байлаэрту за проведение OSL датирования. Также авторы выражают глубокую признательность Российскому Фонду Фундаментальных Исследований за финансовую поддержку проекта 10-05-00129.

Литература

Величко А.А., Морозова Т.Д., Певзнер М.А., Наячева Т.А. Разрезы лессов и ископаемых почв, перекрывающих бакинско-чаудинские лиманно-морские отложения на северо-западе Таманского полуострова и их палеомагнитная характеристика //Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М.: Наука. 1973. С. 70–76.

ГеохронологияСССР.Позднеплейстоцен-четвертичный период. Ленинград: Недра. 1984. 360 с.

Гурарий Г.З., Нечаева Т.Б., Трубихин В.М. Регулярные и аномальные изменения геомагнитного поля в эпоху Брюнес // Тонкая структура геомагнитного поля. ИФЗ АН СССР. 1986. С. 52–62

Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии. Стратиграфия, корреляция, палеогеография //Труды геологического института. М.: Геос. 2002. Вып.546. С. 250.

Карлов Н.Н. К истории изучения вулканических пеплов Европейской части СССР // Бюлл. МОИП. 1957. Т. 32(2). С. 25–47.

Мамедов А.В., Алескеров Б.Д. Плейстоцен Азербайджана. Национ. Акад. Наук Азербайджана, Институт Географии. Баку. 2002. 70 с.

Мёрнер Н. -А., Петрова Г.Н., Пилипенко О.В.. Распопов О.М. Трубихин В.М. Появление экскурсов на фоне изменений палеонапряженности и связь этого явления с климатическими и астрономическими процессами. //Физика Земли. 2001. №10. С.24–32.

Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука. 1981. 282 с.

Островский А.Б., Измайлов Я.А., Балабанов И.П. и др. Новые данные о стратиграфии и геохронологии плейстоценовых морских террас черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманской области // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука. 1977. С. 61–68.

Палеолит СССР. М.: Наука. 1984. 384 с.

Пилипенко О.В., Шаронова З.В., Трубихин В.М., Абрахамсен Н., Мёрнер Н.-А. Палеомагнитные и петро-

магнитные исследования пород лессово-почвенного разреза Пекла (Краснодарский край) в интервале 240–55 тыс. лет тому назад // Физика Земли. 2005. N 6. С. 73–82.

Пилипенко О.В., Шаронова З.В., Трубихин В.М., Диденко А.Н. Тонкая структура и эволюция геомагнитного поля 75–10 тыс. лет тому назад на примере лессово-почвенного разреза Роксоланы (Украина) // Физика Земли. 2005. № 1. С. 66–73.

Пилипенко О.В, Абрахамсен Н., Трубихин В.М. Петро- и палеомагнитные исследования пород разреза Тузла (Краснодарский край) // Физика Земли. 2006. № 4. С. 80–93.

Пилипенко О.В., Абрахамсен Н., Трубихин В.М. Запись геомагнитного поля по осадочным отложениям разреза Тузла (Краснодарский край) во временном интервале 120–70 тыс. лет // Физика Земли. 2007. N 8. С.74–84.

Пилипенко О.В., Шаронова З.В., Трубихин В.М. Направление и относительная палеонапряженность геомагнитного поля в среднем и позднем Плейстоцене по палеомагнитным данным разреза Роксоланы (Украина) // Физика Земли. 2007. № 5. С.100–112.

Пилипенко О.В., Шаронова З.В., Трубихин В.М., Новрузов З., Карягды С.К., Абрахамсен Н. Изучение изменений среды формирования пород разреза Караджа (Азербайджан) по результатам петромагнитных исследований // Физика Земли. 2009. № 4. С. 85–96.

Пилипенко О.В., Шаронова З.В., Трубихин В.М., Абрахамсен Н. Аномальные направления и палеонапряженность геомагнитного поля по палеомагнитным исследованиям пород хребта Караджа (Азербайджан) 45–20 тыс. лет назад //Физика Земли. 2009. № 6. С. 44–55.

Пилипенко О.В., Трубихин В.М., Абрахамсен Н., Байлаэрт Ж.-П. Отклик петромагнитной записи на изменения окружающей среды в позднем Плейстоцене // Физика Земли. 2010. N 12. С. 37–49.

Пилипенко О.В., Трубихин В.М. Палеомагнитная запись в позднеплейстоценовых лёссово-почвенных отложениях разреза Пекла во временном интервале 425–50 тыс. лет // Физика Земли. 2011. № 8. С.37–48

Пилипенко О.В., Трубихин В.М. Палеомагнитные исследования позднеплейстоценовых пород разреза Малый Кут (Таманский п-ов, Краснодарский край) // Физика Земли. 2012. в печати

Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука. 1983. 216 стр.

Трубихин В.М. Палеомагнитный метод и датирования региональных геологических событий Понто-Каспия. Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука. 1987. С. 150–157.

Фёдоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М.: Академия Наук СССР. 1963. Вып. 88. 160 с.

Цеховский Ю.Г., Муравьёв В.И., Бабушкин Д.А. Четвертичные вулканические пеплы Восточно-Европейской платформы // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 3. С. 292–307.

Чепалыга А.Л., Михайлеску К.Д. Корреляция плейстоценовых бассейнов Чёрного моря с этапами развития Русской равнины //Краевые образования материковых оледенений. Тезисы докладов VII Всесоюзного совещания. Воронеж. 1985. С.189–191.

Шанцер Е.В. Генетические типы четвертичных отложений //Стратиграфия СССР. Четвертичная система. М.1982. С. 61–94.

Шаронова З.В., Пилипенко О.В., Трубихин В.М., Диденко А.Н., Фейн А.Г. Восстановление геомагнитного поля по палеомагнитным записям в лёссово-почвенном разрезе Роксоланы (р. Днестр, Украина) за последние 75000 лет // Физика Земли. 2004. №1. С. 4–13.

Dodonov, A.E. Tchepalyga A.L., Michailescu C.D. et al. Last interglacial records from Central Asia to the Northern Black Sea shoreline: stratigraphy and correlation // J. Geosci. 2000. V. 79. P. 303–311.

Dodonov A.E., Markova A.K., Simakova A.N., Tchepalyga A.L., Trubikhin V.M. Middle-upper pleistoctne climatic and bio-magnetic records of the northern Black Sea Costal Area // International Union for Quaternary Research, Kyiv, Ukraine, 2001. P.21.

Herrero-Bervera E., Hesley C.E., Hammond S.R., Chitwood L. A possible lacustrine paleomagnetic record of the Blake episode from Pringle Falls, Oregon, USA // Phys. Earth planet. Inter. 1989. V.56. Pp. 112–123.

Kawai N. Paleomagnetic study of lake Biwa sediments // Lake Biwa. Dordrecht etc. 1984. P.399–416.

Langereis C.G., Dekkers M.J., De Lange G.J. et al. Magnetostratigraphy and astronomical calibration of the last 1.1 Myr from the eastern Mediterranean piston core and dating on the short event on the Brunhes // Geoph. Journal International. 1997. V. 129. P. 75–94.

Tsatskin A., Heller F., et al. Pedosedimentary division, rock mgnetism and chronology of the loess/palaeosol sequence at Roxolany (Ukraine) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1998. V.143. P.111–133.

Zhu R.X., Zhou L.P., Laj C., Mazaud A., Ding Z.L. The Blake geomagnetic polarity episode in Chinese loess // Geophys. Res. Lett. 1994. V.21. Pp. 697–700.

O.V. Pilipenko, V.M.Trubihin

GEOLOGICAL AND PALEOMAGNETIC CORRELATION OF PLEISTOCENE SECTIONS OF SOUTH RUSSIA, UKRAINE AND AZERBAIJAN

Geological and paleomagnetic correlation was produced for the whole Neopleistocene period (Middle and Late Quaternary) in a set of geological sections in Ukraine –Roxolany, the Taman Peninsula – Tuzla, Maliy Kut and Pekla, and in Azerbaijan. Direction of natural residual magnetization (NRM) in the studied cores was analyzed. The intervals of NRM abnormal behavior corresponding to the intervals of geomagnetic field abnormal behavior were distinguished. The main conclusion is that the studied section contain records of global excursions of geomagnetic field: Mono Lake, Laschamp, Blake, Biva-I, Biva- II, Biva –III.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 72, 2012 г.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНАЯ СМЕНА КОМПЛЕКСОВ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА В ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЕ ОКЕАНА

И.М. Хорева

Геологический институт РАН, Москва

Ассоциации планктонных фораминифер позволили выделить пять стратиграфических подразделений в последние 1,8 млн. лет. Детальные стратиграфические исследования и восстановление миграции климатических зон в позднем плейстоцене было выполнено для северной и центральной Атлантики

В современных морях и океанах планктонные фораминиферы пользуются широчайшим распространением. Они встречаются в водах всех широт и при наличии благоприятных условий образуют фораминиферовые осадки, распространенные на площади порядка 47% поверхности дна [Беляева, 1975].

В сороковых годах прошлого столетия исследование глубоководных отложений на побережье и островах тропической Атлантики способствовали интенсивному изучению планктонных фораминифер. Появились ряд зональных шкал, которые позволили корректировать третичные и четвертичные отложения [Cushman, Stainforth, 1945; Bolli, 1957, Bolli, Premoli Silva, 1973; Saumders, 1985 и др.]

При выделении зон по планктонным фораминиферам существуют по крайней мере две точки зрения. Одна состоит в том, что производится выделение по целому комплексу видов, а другая – по отдельным руководящим формам. Соответственно, в стратиграфическом кодексе дается соответствующая классификация зон. Большинство исследователей руководствуются комплексом видов. При этом выделении учитывается появление и исчезновение видов, а также увеличение и сокращение количества представителей каких-либо форм и изменение количественного соотношения разных видов в ассоциации [Крашенинников, 1982]. Исследователи показали, что основой зонального расчленения осадков является смена комплексов планктонных фораминифер и границы основных зональных подразделений проводятся по смене целых комплексов, а не отдельных видов.

В последние годы приводятся данные о возрасте появления и исчезновения конкретных стратиграфически значимых видов в отдельных разрезах, с помощью которых исследователи пытаются уточнить возраст границ зон или детализировать зональное расчленение отложений.

Для тропических, субтропических, умеренных областей применима единая зональная стратиграфическая шкала. С переходом к арктической областям стратиграфическое значение планктонных фораминифер пока в полной мере не разработано.

Поэтому все попытки детального изучения планктонных фораминифер из отложений этих широт и особенно из четвертичных осадков представляют особый интерес.

Сочетание уровня появления и исчезновения видов и подвидов дает возможность выделить пять зон.

Подзона Globorotalia crassaformis viola. Это интервал от появления Globorotalia truncatulinoides до исчезновения G. Crassaformis viola. Абсолютный возраст 1,8 млн лет.

Подзона Globorotalia crassaformis hessi. Нижняя граница отмечается исчезновением Globorotalia crassaformis viola и появлением G. crassaformis hessi, Globigerinoides tenellus, Turborotalia anfracta;

несколько выше этого рубежа исчезает Globorotalia tosaensis и появляются G. tumida flexuasa и G. bermudesi. Верхняя граница подзоны фиксируется появлением Globigerina calida calida. Абсолютный возраст 0,4 млн лет.

Подзона Globigerina calida calida. Нижняя граница проводится по появлению данного вида, а также G. Bermudezi, Hastegerina adamsi и розовых Globigerina rubescens и Globigerinoides rubes (абсолютный возраст этого уровня 0,14 млн лет). Верхняя граница проводится по исчезновению Globorotalia tumida flexuosa.

Подзона Globigerina bermudezi. Ее продолжительность от исчезновения Globorotalia tumida flexuosa и до появления G. Fimbriata. Абсолютный возраст – 0,08 млн лет.

Эти подзоны были выделены в четырех районах Мирового океана: впадина Кариоку в южной части Карибского моря, Срединно-Атлантический хребет, поднятие Сьерра-Леоне и поднятие островов Зеленого мыса в восточной части Атлантического океана и Тимарская впадина в восточной части Индийского океана.

Следовательно, подзоны четвертичных отложений характеризуются обширной протяженностью и одинаковой последовательностью в разрезах. Несомненно, это отражение эволюционного изменения планктонных фораминифер.

Последующие исследования привели к тому, что установлены новые подобные местонахождения и в других районах.

К настоящему времени достаточно детальные исследования позволили проследить появление и распространение отдельных видов планктонных фораминифер из четвертичных осадков (рис. 1).

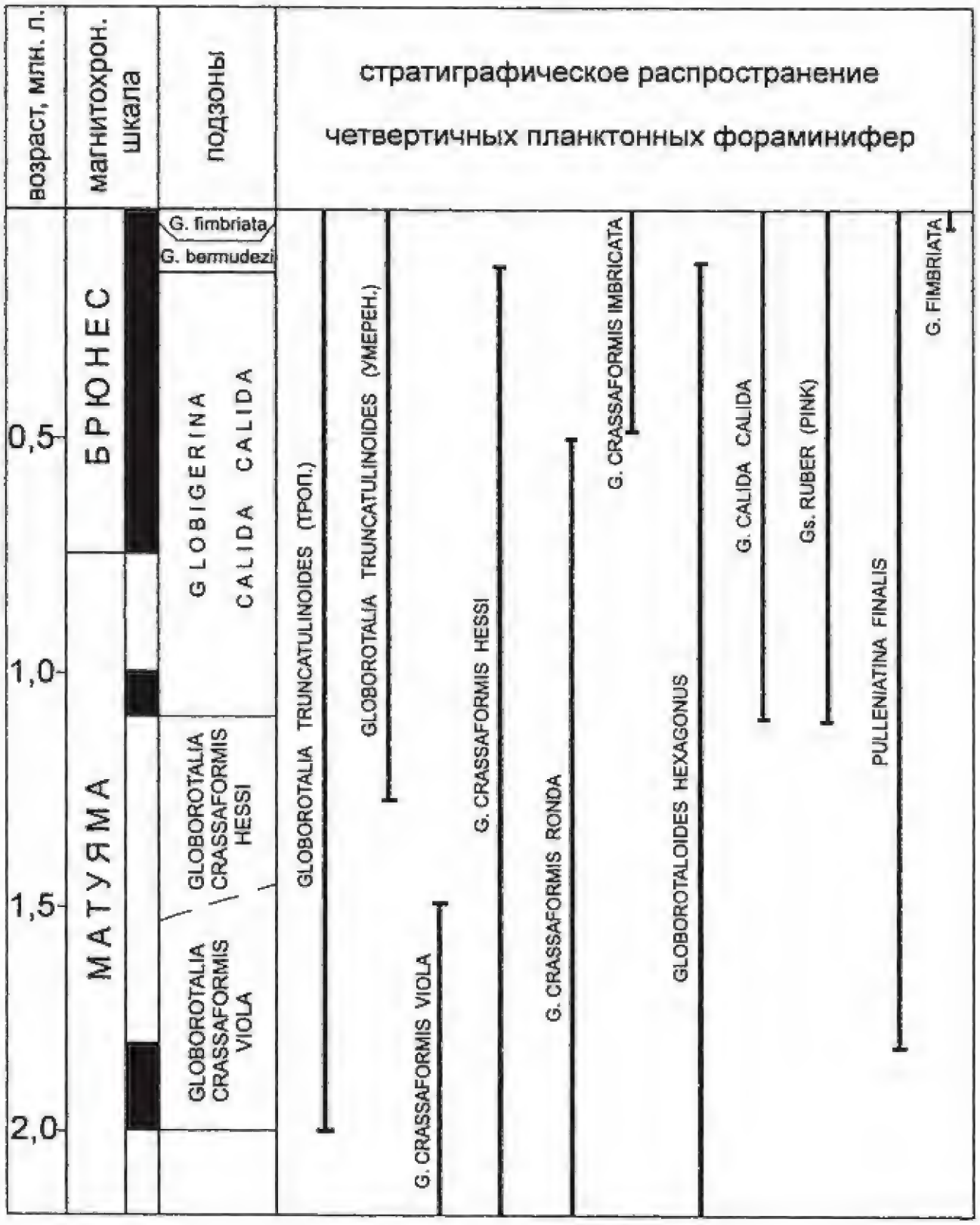


Рис. 1. Стратиграфическое распространение основных видов планктонных фораминифер в четвертичных глубоководных осадках Атлантического океана (по данным изучения скважин) [Былинская и др., 2002].

Подавляющее большинство видов планктонных фораминифер являются общими для всей толщи четвертичных отложений. Эти виды получили развитие уже в плиоцене.

В настоящее время, учитывая положение нижней границы квартерана уровне 2,58 млн лет, первоочередной задачей становится создание событийной стратиграфии для позднего плейстоцена.

С точки зрения изучения планктонных фораминифер из четвертичных отложений особый интерес представлял и представляет Атлантический океан. По материалам, полученным из различных районов Атлантического океан, М.С. Бараш и Н.С. Блюм разделили виды фораминифер по климатическому признаку и расположению относительно тепловодности.

Субарктические виды: Globigerina (G.) pachyderma sin (Ehrenberg).

Бореальные виды: G. quinqueloba Natland; G. bulloides Orb., Globorotalia (Gl.) uvula (Ehrenberg); G. pachyderma dex. (Ehranberg); Gl. Glutinata (Egger).

Субтропические виды: Globorotalia (Gr.) inflate (Orb.); Gr. Scitula (Brady)4 Gr. Truncatulinoides dex. (Orb.); G. falconrnsis Blow; Gr. Hirsute (Org.) tumida flexuosa.

Тропические виды: Gr. tumida (Brady); Orbulina universa Ord.; Globigerinoides (Gs) ruber (Orb.); Gs.. conglobatus (Brady); Globoquadrina (Gq.) dutertrei (Ord.); Gs. tenellus Parker.

Экваториальные виды: Gs. Sacculifer (Brady); Globigerinella (Gl.) aequiateralis (Brady); Gr. Menardii (Orb.); Pullenialina (P.) obliquiloculata (Parker et Jones); Gandeina (C.) nitida Orb.; Sphaerotdinella (Sch.) dehiscebs (Parker et Jones); C. Digitata (Brady).

Ископаемые сообщества фораминифер – это зоогеографические ассоциации, близких по условиям обитания видов, захороненных вблизи места их жизненного расселения. Современные планктонные фораминиферы имеют широкие ареалы, охватывающие, как правило, несколько географических поясов. Поэтому в танатоценозах из различных географических зон содержатся обычно представители нескольких групп видов, однако в существенно разных соотношениях. Так в бореальных танатоценозах количественно преобладают бореальные виды, а субтропической – возрастает доля субтропических и тропических видов и т.д.

М.С. Бараш изучал планктонные фораминиферы из колонок четвертичных отложений, поднятых со дна северной и центральной Атлантики. Для каждой колонки строился график процентного содержания наиболее массовых видов планктонных фораминифер. Кроме того, строилась палеотемпературная кривая.

Палеотемпературная кривая, построенная по соотношению изотопов O^{16}, O^{18} раковин планктонных фораминифер по тем же образцам показывают большое сходство с кривой, полученной по танатоценозам. Таким образом, палеонтологический и физический методы показали сходные результаты.

Кривая карбонатности осадков сходна с палеотемпературными и палеоклиматическими кривыми. В теплые периоды карбонатность выше, а в холодные – ниже.

Палеоклиматические и палеотемпературные кривые позволяют сравнивать циклы осадконакопления в океане с климатическими циклами на материке (оледенениями, межледниковьями и т.д.).

В стратиграфических горизонтах верхнего плейстоцена было последовательно прослежено распространение танатоценозов планктонных фораминифер.

Полученные результаты позволяют реконструировать миграцию климатических зон Северной и Центральной Атлантики этого времени. В течение голоцена климатические зоны были сходны с современными. Незначительное их смещение отмечается к северу в Северном полушарии и к югу в Южном полушарии во время послеледникового климатического оптимума. Во время последнего и предпоследнего оледенений температура поверхностной воды была на несколько градусов ниже современной. Холодные субарктические водные массы распространились приблизительно до 43° с.ш., т.е. на 20° южнее современного распространения. Южная граница бореальной водной массы располагалась на 12° южнее современного ее положения. Фораминиферы, характерные для современной тропической зоны в эти холодные эпохи вообще не отлагались.

Во время крупного межстадиала последнего оледенения температура воды на всех широтах повышалась на 1–3 градуса. Соответственно, на север мигрировали климатические зоны северного полушария. Границы тропической зоны располагались на тех же широтах, что и в голоцене. Однако экваториально-тропическая ассоциация в отложениях межстадиала не обнаружена – среднегодовая температура поверхностной воды в районе экватора превышала 24°, т.е. была на 2–3ниже современной (рис. 2).

М.С. Бараш. Р.П. Булатов, А.С. Девдориани [1974] предприняли попытку реконструировать схему течений в Северной Атлантике для времени температурного минимума заключительной стадии последнего оледенения.

Было восстановлено положение основных водных масс про-Гольфстрим, путей атмосферных циклов. Про-Гольфстрим отличался от современ-

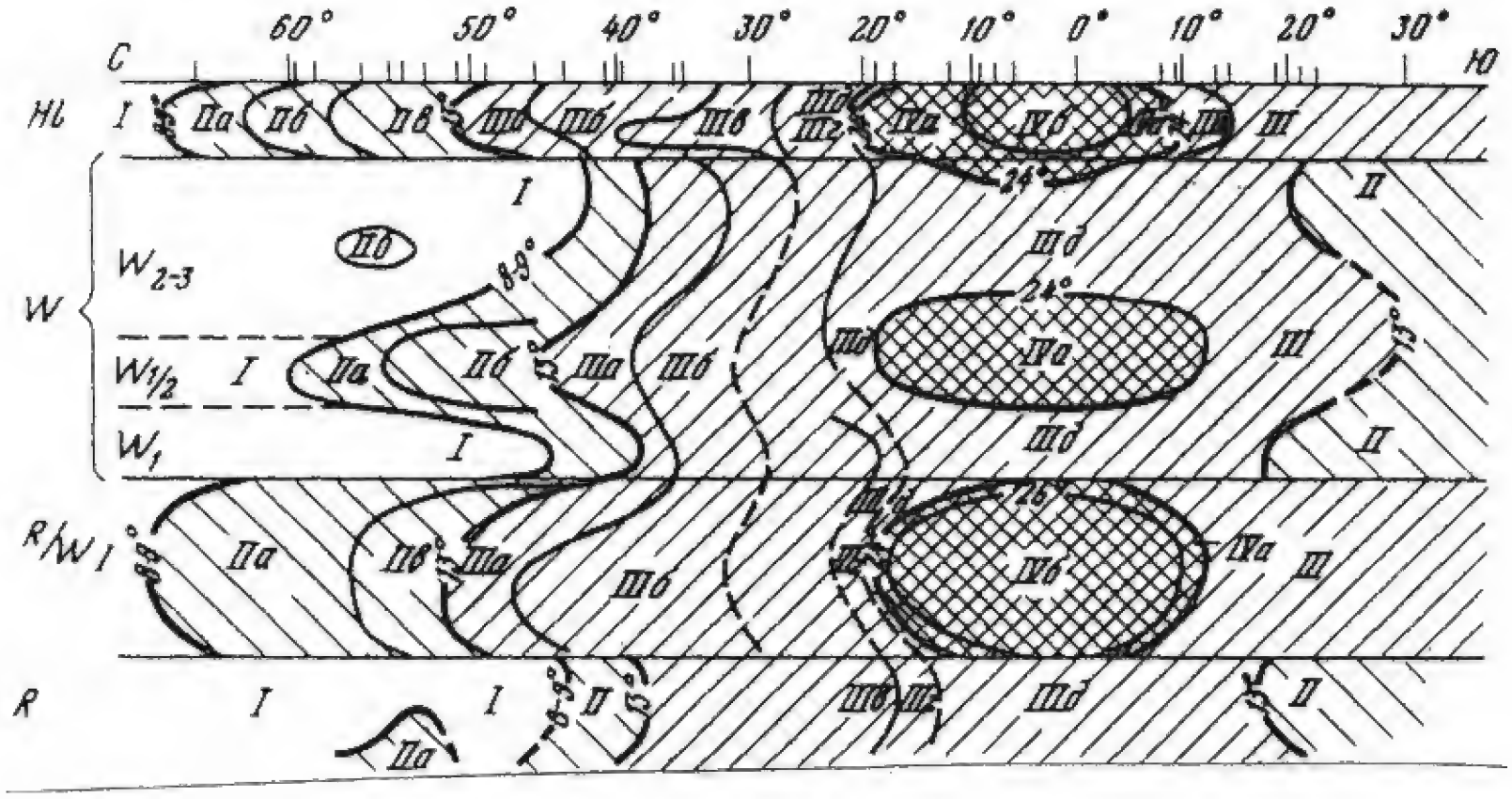


Рис. 2. Миграция климатических зон Атлантического океана в позднем плейстоцене [Бараш, 1975, 1980].

III – голоцен; W – горизонт времени последнего материкового оледенения (вюрм); W_1 и W_{2-3} – основные стадиалы, W_{1-2} – основной межстадиал, R/W – последнее межледниковью (рисс-вюрм); R – предпоследнее оледенение (рисс); III – субтропическая (с подзонами III а– IIIд); IV – тропическая (с подзонами IVа – тропической и IVб – экваториально-тропической); границы распространения зон и подзон соответствуют положению среднегодовых изотерм; штрихами в верхней части схемы показано положение опорных колонок

ного Северо-Атлантического течения четкостью границ, широтным направлением отсутствием ответвлений. Резкая фронтальная зона способствовала усиленному образованию циклонов, приносивших в северную и среднюю Европу атлантическую влагу, питавшую материковые ледники (рис. 3).

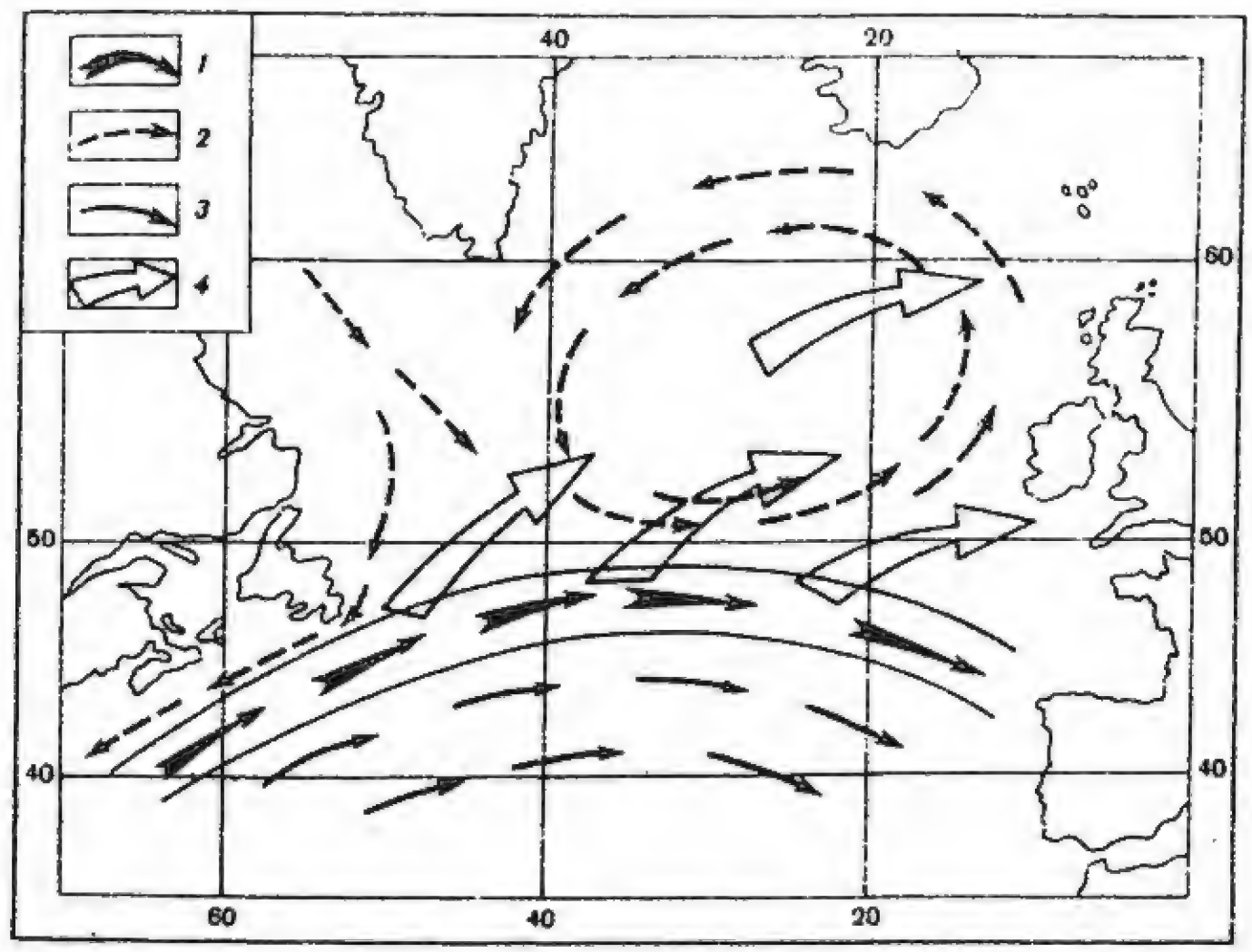


Рис. 3. Циркуляция океана и атмосферы в Северной Атлантике во время заключительной стадии последнего материкового оледенения [Бараш и др., 1974].

1 – про-Гольфстрим; водные массы: 2 – субарктические, 3 – субтропические; 4 – направления циклонов

Литература

Бараш М.С. Четвертичные палеотемпературы океанов и некоторые палеогеографические реконструкции. В кн. Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука, 1980, с. 102–128.

Бараш М.С. Палеогеографические реконструкции по четвертичным планктонным фораминиферам. В кн. Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. М.: Наука, 1975, с. 28–36.

Бараш М.С., Буланов Р.П., Девдариани А.С. Северная Атлантика в конце последнего оледенения. Океанология, 1974, т. 14, вып. 3, с. 12–19.

Беляева Н.В. Закономерности количественного распределения планктонных фораминифер в водах и осадках Мирового океана. В кн. Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. М.: Наука, 1975, с. 9–15.

Былинская М.Е., Головина Л.А., Крашенинников В.А. Зональная стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений северной половины Атлантического океана по известковому планктону. М.: Научный мир, 2002, с. 159.

Крашенинников В.А. Планктонные фораминиферы. Четвертичная система. 1 полутом. М. 1982, с. 173–194.

Cushman J.A., Stainforth R.M. The Foraminifera of the Ciperomarl Formation of Trinidad. British. West Indies Cushman Lab. Foram. Res. Spec. Publ. 14. 1945, 75 p.

Bolli H.M. Planktonic foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lenqua formation Trinidad. B.W.I. U.S. Nat. Vuseum Bull. 1957. Vol. 215, p. 97–123.

Bolli H.M., Premoli Silva I. Oligocene to Recent planktonic foraminifera and stratigraphy of the Leg I5 sites in the Carribean Sea. Ini. Repts. DSDP. Wash. 1973. Vol. 15, p. 75–97.

Bolli H.M., Saumders I.B. Oligocene to Holocene lowtatitude planktonic foraminifera. Planktonic Stratigraphy. Cambr. Univ. Press. 1985, p. 155–262.

I.M. Khoreva

SUCCESSIVE CHANGES OF PLANKTONIC FORAMINIFERA ASSEMBLAGES IN THE OCEANIC TROPICS IN THE LATE PLEISTOCENE AND THE HOLOCENE

Planktonic foraminifera assemblages were used to distinguish five stratigraphic units in the last 1.8 Ma. Detailed stratigraphic studies and reconstruction of migration of climatic zones were made for the Late Pleistocene of the Northern and Central Atlantic.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 72, 2012 г.

ИЗВЕЧНЫЙ ВОПРОС – ЛЕДНИК ИЛИ МОРЕ? (НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЕЗОВ В БАССЕЙНЕ Р. МОРЕЮ, БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКАЯ ТУНДРА)

Э.И. Лосева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар; e-mail: loseva@geo.komisc.ru

Обсуждаются результаты изучения верхнекайнозойских отложений в бассейне р. Морею (Большеземельская тундра) двумя группами исследователей и различная интерпретация данных в зависимости от изначальной позиции авторов. Так, коллектив сотрудников АО Полярноуралгеология (с участием ВНИИОкеангеология, ВНИГРИ и МГУ) оценивает отложения в изученных разрезах как преимущественно морские и плиоценовые, тогда как сотрудники Института геологии Коми филиала АН СССР – те же самые отложения считают преимущественно ледниковыми и четвертичными

Обратиться к этой теме меня побудила публикация «Новые данные по стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений бассейна р. Море-Ю» [Зархидзе и др., 2010].

Как известно, существуют две параллельные стратиграфические схемы верхнекайнозойских отложений Тимано-Печоро-Вычегодского региона [Гуслицер и др., 1986; Зархидзе, 1986].

Подобное положение связано с тем, что нередко фактический материал может иметь неоднозначную трактовку, которая зависит, прежде всего, от позиции исследователя, т.е., как правило, от «образования и воспитания». Мне не раз доводилось присутствовать на различных полевых семинарах и совещаниях, где собирались представители разных взглядов. Они смотрели на один и тот же разрез, принимали во внимание одни и те же факты, но интерпретировали их по-разному. Подобные различные мнения высказывались, в частности, на Всесоюзном совещании по изучению четвертичного периода, когда изучались разрезы на Оби и Иртыше [Лосева, 1965], и позднее, на полевом семинаре по стратиграфии четвертичных отложений и палеолиту на Печоре [Канивец, Лосева, 1969]. В данной статье я хочу обратить внимание на разную трактовку возраста и генезиса в бассейне р. Морею в зависимости от позиции авторов.

Бассейн р. Морею расположен на северо-востоке Большеземельской тундры, в ее приморской части.

Рассматриваемая публикация посвящена интерпретации материалов, полученных при проведении экспедиционных работ АО «Полярноуралгеология» (с участием сотрудников ВНИИОкеангеология, ВНИГРИ и МГУ) в июле-сентябре 2001 г. Основной целью являлось «*определение возраста и происхождения отложений*», вскрытых в бассейне р. Морею, на основе нескольких опорных разрезов на широтном участке (среднее течение) реки. Полученный материал изучался комплексом разнообразных методов.

Шестнадцатью годами раньше, летом 1985 г., на том же широтном отрезке р. Морею проводили экспедиционные работы сотрудники лаборатории геоморфологии и четвертичной геологии ИГ Коми ФАН СССР Б.И. Гуслицер и Л.А. Коноваленко. Результаты их работ были доведены до публикации лишь частично (поскольку основной исполнитель Б.И. Гуслицер вскоре вышел на пенсию), и опубликованы лишь итоги палинологических исследований [Коноваленко, 1987], а также результаты изучения диатомовых водорослей [Лосева, 2000]. Однако основные материалы зафиксированы в отчете лаборатории [Гуслицер и др., 1986], которым я и воспользуюсь при сопоставлении их с данны-

ми рассматриваемой публикации Зархидзе и др. (К сожалению, прямая корреляция разрезов 1985 и 2001 годов невозможна, поскольку первичные материалы –дневники Гуслицера и Коноваленко – не сохранились; точное расположение некоторых разрезов имеется на одном листе карты полевых исследований, а местонахождение других обнажений установлено по тексту отчета или приложению к нему).

Материалы сотрудников АО «Полярноуралгеология»

На широтном участке р. Морею было изучено 22 опорных разреза, по четырём из которых (Ю-VI, Ю-VII, Ю-VIII и Ю-XXII, рисунок) представлены результаты палеонтологических анализов (микрофаунистического, диатомового, спорово-пыльцевого, видовых определений раковин моллюско) и данных абсолютного возраста методами ЭПР и ОСЛ) с привлечением ранее полученных датировок по палеомагнетизму [Попов и др., 2007].

Разрез Ю-VI (рисунок), расположенный на 67° 50,580' с.ш. и 60° 40,207' в.д.[1], в общих чертах, имеет следующее строение сверху вниз: почвенно-растительный слой (мощность 0,1 м); супесчаный покровный комплекс с торфом и остатками древесины (мощность 0,6 м)[2]; пачка песков (глубина 0,7–3,15 м); переслаивание песков и алевритов (3,15–10,5 м); пески (10,5–11 м). Высота разреза не указана.

В верхней пачке песков отмечено шесть видов **моллюсков**. **Микрофауна** в этой части разреза не обнаружена, но ниже встречен комплекс (25 видов в количестве 352 экз.), «*характерный для мелководного опресненного бассейна, поддерживающего связь с морем*» [Зархидзе и др., 2010, с. 101}.

Диатомовые водоросли (аналитик А.Ю. Гладенков) изучались из песчаного материала, заключенного внутри раковин моллюсков. *«Судя по таксономическому составу ассоциации в образцах из интервала 2,8–2,9 м, можно сказать, что осадконакопление, вероятно, шло в самой мелководной (сублиторальной) морской зоне, на которую оказывал влияние сток пресных вод. На морской генезис указывает то, что наиболее часто в составе ассоциации встречается Paralia sulcata – морской сублиторальный вид, встречающийся в придонном планктоне и на дне мелководий. Этот вид в настоящее время широко развит в арктическо-бореальных бассейнах и наиболее характерен для глубин 0–25 м. Судя по степени сохранности, вероятно, что створки морской Paralia sulcata не являются переотложенными»* [там же, с. 101]. Это утверждение спорно, поскольк-

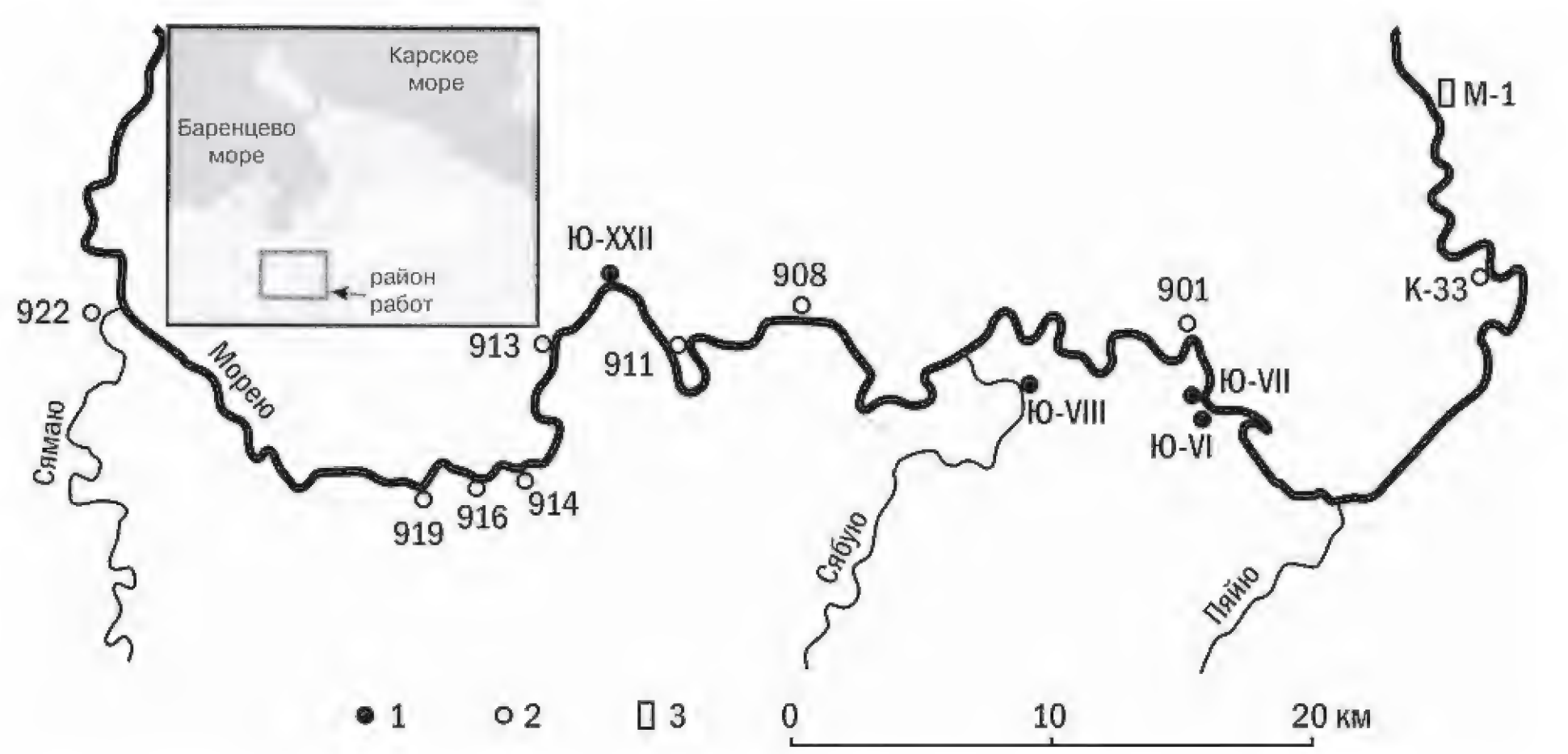


Рис. Схема расположения изученных разрезов.
1 – разрезы, изученные АО Полярноуралгеология. 2 – разрезы, изученные ИГ Коми НЦ УрО РАН. 3 – скв. М-1.

[1]Судя по «Схеме расположения» [рис. 1 в публикации Зархидзе и др., 2010] этот разрез находится примерно в 12 км ниже впадения р. Пяйю; абс. отметка уреза воды р. Морею здесь около 70 м.
[2]На рис. 3 в той же статье он показан как суглинок.

ку *Paralia sulcata* Ehr. практически вездесуща. Её можно найти даже в современных аллювиальных отложениях, особенно в северных регионах. По-видимому, её панцирь настолько прочен, что может переносить неоднократное переотложение без разрушения.

В числе других морских форм «*отмечены единичные обломки представителей рода Coscinodiscus. Остальные элементы комплекса относятся к пресноводным формам, которые характерны для литорали*».

До вида определены *Cocconeis placentula* Ehr. – «самый обычный вид в пресных и солоноватых водах; широко распространен и очень часто встречается в водоемах различного типа по всему СССР и всей Европе» [Диатомовый анализ, 1950, кн. 3, с. 85]; *Aulacosira granulata* (Ehr.) Sim. – «пресноводный; широко распространен в планктоне эвтрофных, реже горных водоемов» [там же, 1949, кн. 2, с. 20]; *A*. cf. *italica* (Kütz.) Sim. – «пресноводный, широко распространен по всему СССР» [там же, кн. 2, с. 22] и *Eunotia lunaris* (Ehr.) Grun. – «широко распространенный пресноводный вид; часто встречается в водоемах разных типов, особенно в моховых болотах» [там же, кн. 3, с. 73].

Остальные диатомеи определены лишь до рода, что означает очень плохую сохранность створок. При этом среди них в основном отмечены представители чисто пресноводных родов (*Diatoma*, *Gomphonema*, *Cymbella* и другие).

Таким образом, перечисленный список диатомей не является «комплексом» или «ассоциацией», а лишь набором случайных форм, который формируется при переотложении. Сам по себе этот факт не отрицает возможный морской генезис отложений, поскольку в море может выноситься всё, что угодно, но, во всяком случае, он ни в коей мере не является доказательством морской природы отложений.

Этот состав диатомей выявлен лишь в обр. 2Б с глубины 2,8–2,9 м. Во втором образце, 2А, взятом с той же глубины, найдены, по заключению аналитика, «*только пресноводные формы*», и «*можно было бы говорить либо об условиях литоральной морской зоны с воздействием пресных вод, где морские формы не сохранялись, либо вообще о неморских условиях (если пресноводные диатомеи не являются результатом заноса)... Образец из интервала 3,0–3,9 м – самый бедный по составу. Найден один экземпляр Paralia sulcata, остальные элементы пресноводные*».

В нашем распоряжении имеются два заключения о результатах диатомового анализа по разрезу Ю-VI. К сожалению, они не сопоставимы из-за различной нумерации проб и глубин, хотя речь идет, несомненно, об одном и том же разрезе (а за давностью это уже трудно восстановить). Во втором заключении аналитик относит к разрезу Ю-VI четыре из проанализированных восьми проб, хотя в тексте разбираемой статьи эти пробы не упомянуты. Однако интересно само заключение

«*Самая богатая и разнообразная диатомовая ассоциация, с лучшей степенью сохранности обнаружена в образце ... с глубины 3,5–3,8 м. В её составе отмечено более 60 видов, относящихся к 35 родам. Это пресноводный комплекс диатомей, в котором преобладают пеннатные формы... Подавляющее число форм относится к донным, а также обрастателям... Это указывает на условия формирования в мелководном пресноводном слабопроточном бассейне... Встречены некоторые морские формы диатомей (среди которых преобладает Paralia sulcata), а также единичные остатки силикофлагеллят. Очевидно, они являются переотложенными или занесенными ветрами со стороны морского бассейна (об этом, в частности, могут свидетельствовать единичные находки Pyxilla sp. – рода, типичного для палеогена)... Сделать однозначные выводы о возрасте вмещающих отложений сложно... С долей условности, можно говорить об определенном сходстве с пресноводными комплексами шкловского (одинцовского) горизонта, изученными на северо-востоке Европы и отнесенными к неоплейстоцену*».

Результаты **палинологического** анализа в том же разрезе ничего не говорят ни о возрасте, ни, естественно, об условиях формирования отложений: «*Верхний комплекс (глубина 0-3 м) характеризует близкий к современному лесотундровый тип растительности*». «*Нижний комплекс (4,0–10,0 м) – ксерофитного облика*». Отмечено, что «*66–88% комплекса составляют переотложенные формы*» палеозоя и мезозоя, и неясно, на каком основании сделан вывод о том, что «*формирование толщи происходило в регрессивную фазу*».

По **палеомагнитным** данным [там же, с. 102], «*верхняя часть разреза, характеризующаяся прямой полярностью, может быть отнесена к ортозоне Брюнес, а нижняя часть разреза с преобладающей обратной полярностью к ортозоне Матуяма*». По-видимому, эти части разделены «поверхностью несогласия», показанной в рассматриваемой статье на рис. 3. При этом дана ссылка на работу [Попов и др., 2007], в которой приведены, в частности, результаты изучения палеомагнитных свойств пород в канаве Ю-6 (опробовано, судя по графикам, порядка сотни проб). Конечно, не специалисту судить об этом трудно, но одно настораживает – каким образом можно датировать пески, дислоцированные, «*осложненные многочисленными разрывами – сбросами, взбросами*»! Это сказано о нижней

пачке. Что касается верхних песков, то отмечено, что «*в нижней части интервала осадки сильно нарушены, буквально перемешаны*».

Имеется одна датировка абсолютного возраста по методу **ЭПР** из интервала 2,8–3,9 м (89,0±10 тыс. лет), но, по мнению авторов, «*скорее всего, датировка несколько замоложена*».

Следующий разрез, Ю-VII, находится в той же излучине в 200 м ниже по течению, на том же берегу, но он значительно выше: зачищен фрагмент берегового обрыва высотой 19,5 м. Строение его таково. Под почвенно-растительным слоем (мощность 0,6 м) вскрываются суглинки (глуб. 0,6–3 м) с валунами и раковинами моллюсков; ниже – толща слоистых песков (глуб. 3–8 м) с раковинами моллюсков; под ней – элювиально-делювиальный горизонт (глуб. 8–8,8 м); ниже – переслаивание алевритов и песков (глуб. 8,8–15,5 м), а в основании (глуб. 15,5–21 м и до уреза реки) – суглинки с обломками раковин моллюсков.

Из верхней части разреза (до глуб. 8 м) определено 17 видов **моллюсков**, из нижележащих алевритов – 10 видов раковин «плохой сохранности». «*Комплексы моллюсков указывают на морской бассейн*» с глубинами 50–100 м [там же, с. 103].

Фораминиферы верхней части разреза (до 8 м), представленные более чем 30 видами, отражают «*арктический бассейн глубиной 50–100 м*» и «*сопоставляются с казанцевскими комплексами Западной Сибири и Енисейского Севера*». Комплекс с глубины 13,2 м (18 видов) «*близок лыммусюрским ассоциациям верхов плиоцена*» [там же, с. 105].

Результаты **диатомового** анализа так же, как и в разрезе Ю-VI, интерпретированы неверно, а кроме того, допущена таксономическая ошибка. Так, упомянута форма *A.* cf. *sphaerica* (Héribaud) Losseva. Это не морской род *Actinocyclus*, как можно понять из текста, а пресноводный *Aulacoseira.* В свое время этот вид я описала из пресноводных диатомитов Прикамья [Лосева, 1982]. Остальные формы представляют собой смесь видов разного возраста и экологии. Так, *Pyxilla* – «род вымерший; известен с позднемелового времени; характерен для нижнего олигоцена» [Диатомовый анализ, 1949, кн. 2, с. 198]; *Xanthiopyxis* – «род вымерший, характерен для миоценовых отложений» [там же, кн. 2, с. 85]. Виды рода *Stephanopyxis* – «преимущественно ископаемые» [там же, кн. 2, с. 38], причем обломки створок этого рода нередко встречаются в четвертичных отложениях, особенно в валунных суглинках. Наряду с ними отмечены единичные современные морские и пресноводные формы. И такая «сборная солянка» интерпретируется в публикации следующим образом: «*Подобные диатомовые ассоциации могли развиваться в прибрежной (сублиторальной) морской зоне, на которую оказывало влияние действие (сток) пресных вод*».

Далее приведены результаты **спорово-пыльцевого** анализа [Зархидзе и др., 2010, с. 106], которые трудно интерпретировать. Возможно, авторам всё ясно, но у постороннего читателя возникает много вопросов. Так, вначале сказано, что «*в интервале глубин 1,2–13,4 м… определены 3 палинокомплекса*». А далее: «*Нижний комплекс (12,9–19,5 м), охарактеризован двумя мезофитными палинокомплексами*». Различие между ними «*состоит в том, что в нижней части содержание переотложенных форм преимущественно палеозойского возраста составляет 51–54%, а в пробах выше – 38–41%*». Что такое «нижняя» и «верхняя» части? И далее описан «*средний комплекс (6,8–10,0 м)*» и «*верхний комплекс (1,2–4,1 м)*», причем, «верхний» «*характеризует ксерофитную позднечетвертичную растительность лесотундр*», о возрасте лежащей ниже толщи ничего не сообщается. Что подобные результаты могут дать для оценки возраста и условий формирования отложений?

По **палеомагнитным** данным [там же, с. 106], «*верхняя часть разреза представлена породами прямой полярности*», в связи с чем «*представляется возможным*» отнести её к эпохе Брюнес; «*для нижней части разреза наблюдается чередование зон прямой и обратной полярности*», в связи с чем она, сопоставленная с разрезом Ю-VI, отнесена к эпохе Матуяма.

Далее идет самое интересное: данные определения абсолютного возраста [там, же, с. 106] методами **ЭПР** (электронно-парамагнитно-резонансной спектроскопии) и **ОСЛ** (оптико-стимулированной люминесценции). К сожалению, на рис. 4 рассматриваемой публикации глубины нахождения раковин моллюсков, подвергнутых анализу, не соответствуют указанным в тексте, что вызывает недоверие к приведенным данным. Так, если самая верхняя проба взята с глубины 11 м (по тексту), а не с глубины около 7 м (по рисунку), то она находилась в толще алевритов ниже «поверхности несогласия». Остальные три пробы (с глубин 16, 19 и 22 м), также показанные на рисунке не на тех глубинах, взяты из суглинков. Обращает на себя внимание тот факт, что цифры, полученные этими разными методами, очень близки, т.е. им можно, очевидно, доверять. Однако если три нижние пробы показывают последовательное уменьшение возраста объектов вверх по разрезу (от 91 до 85 тыс. лет), как и следовало ожидать, то верхняя проба дает более древний возраст (107–110 тыс. лет), что может говорить о её переотложении из более древних слоев. Такое возможно. Но остается главное противоречие: датировки по ЭПР и

ОСЛ указывают на поздненеоплейстоценовый возраст, а толща датируется неогеном!

Такое противоречие следует, по меньшей мере, попытаться объяснить. Так что же здесь более достоверно: палеомагнитные данные или абсолютные датировки? Если за истину принимать палеомагнитные данные, то приведенные датировки совершенно невалидны. К тому же, как оказалось, «*даты противоречат палеонтологическому материалу, поэтому они вряд ли достоверны*». Но если авторы сами ставят под сомнение датировки, зачем было их приводить? Между прочим, аналитик А.Н. Молодьков, выполнявший анализы методом ЭПР, скептически относится к выводам авторов статьи, считая результаты, полученные по этому методу, достоверными (ответ одного из авторов рассматриваемой публикации на мой запрос от 13.04.12).

Стратиграфическая привязка отложений этих двух опорных разрезов выглядит следующим образом [Зархидзе и др., 2010, с. 107].

Сводный разрез имеет «*двучленное строение*». Нижняя его часть – это «*дислоцированные пески, алевриты и суглинки плиоценового возраста (возможно, падимейская и колвинская свиты)*». «*Поверхность несогласия*» «*отражает значительный перерыв в осадконакоплении*». Выше нее залегают «*недеформированные поздненеоплейстоценовые отложения*» – «*морские осадки мореюской свиты*» [Белкин и др., 1966; Зархидзе, 1972а], сопоставляемой с чулейской свитой [Крапивнер, 1976]. «*Она содержит типичный комплекс морских моллюсков, фораминифер и диатомовых водорослей, а также теплые спорово-пыльцевые спектры*» (при этом в разрезе Ю-VI спектр описан как «*близкий к современному лесотундровый тип растительности*», а в разрезе Ю-VII он «*характеризует ксерофитную позднечетвертичную растительность лесотундр*»).

Из других разрезов упомянуты те, в которых получены датировки по ОСЛ и ЭПР (разрезы Ю-VIII и Ю-XXII, там же, с. 108–110).

Пески разреза Ю-VIII (возрастные датировки в пределах 10–20 тыс. лет) «*относятся, скорее всего, к озерным… поздненеоплейстоцен-голоценового возраста*».

В разрезе Ю-XXII (в нижней части субширотного отрезка реки) вскрыты «*плотные мореноподобные суглинки, несогласно перекрывающие пачку переслаиваниия песков и алевритов*». Из суглинков получена датировка по ЭПР 72±7,8 (тыс.) л.н., а из подстилающих песков по ОСЛ – 74,7±4,8 (тыс.) л.н., тем не менее, суглинки отнесены к роговской свите (по авторам, плиоценового возраста), а возраст песков не указан. Отмечено [там же, с. 110], что «*плиоценовые отложения до сих пор зафиксированы для данного региона только по скважинам*» [Яхимович, Зархидзе, 1990; Зархидзе, 1972б].

Итак, подведем итоги исследованиям сотрудников АО «Полярноуралгеология» [Зархидзе и др., 2010].

1. В среднем течении р. Морею изучены 22 разреза высотой до 20–30 м.

2. Строение сводного разреза на этом участке следующее: в основании – морские плиоценовые суглинки колвинской свиты (Ю-VII), затем морские плиоценовые пески падимейской свиты (там же); выше – морские плиоценовые суглинки роговской свиты (Ю-XXII). Эоплейстоцен, нижний и средний неоплейстоцен уместились, видимо, в «поверхность несогласия», выше которой залегают морские пески мореюской свиты (начала позднего неоплейстоцена) и участками – голоценовые озерные осадки, при том что «*в рельефе и отложениях не обнаружено следов воздействия ледниковых щитов*».

3. Морской генезис отложений утверждается благодаря наличию в них раковин морских моллюсков, фораминифер и диатомовых водорослей. Все эти включения рассматриваются как находящиеся in situ, хотя в некоторых случаях интерпретируются некорректно.

4. Возраст отложений устанавливается по палеомагнитным данным и результатам методов ОСЛ и ЭПР. При этом нередко эти данные не согласуются между собой или противоречат друг другу.

5. Авторы статьи, проводившие работы в бассейне р. Морею в 2001 г. и опубликовавшие результаты десять лет спустя, не ссылаются на работы предшественников 1985 г. [Б.И. Гуслицер и др., 1986], т.е. либо не знают о них, либо не считают нужным эти результаты учитывать.

Материалы сотрудников Института геологии Коми филиала АН СССР

Летом 1985 г. Б.И. Гуслицер и Л.А. Коноваленко изучили на широтном участке р. Морею также 22 разреза, высотой до 55–60 м (обн. 901–922, рисунок). Сводный разрез [Гуслицер и др., 1986] имеет следующее строение (снизу вверх):

1. В основании – толща горизонтальнослоистых песков, алевритов и глин (только в обн. 913) видимой мощностью до 4 м (уходит под урез воды).

2. Супеси, неслоистые, с валунами, обломками толстостенных раковин моллюсков, переотложенными фораминиферами и диатомеями (вскрываются почти во всех разрезах; иногда уходят под урез воды; высота до 20 м (обн. 914) и даже до 46 м (обн. 911). Часто отмечаются отторженцы

песков, содержащих (обн. 914) раковины моллюсков. Характерны низкий коэффициент сортировки и четкая ориентировка валунов. Валуны вытянуты длинными осями в направлении 330–350°, что свидетельствует о направлении движения ледника с Новой Земли и подтверждается петрографическим составом валунов (нижняя морена).

3. Вверх по разрезу (обн. 919) супесь неслоистая постепенно переходит в супесь слоистую валунную мощностью 0,7 м, которая интерпретируется как отложения подпрудного ледникового озера.

4. Ленточные глины мощностью до 13,6 м и протяженностью около 150 м (обн. 919). Толща смята в пологие складки; в основании встречаются мелкие валуны и галька осадочных пород. В одном образце (из 15) из основания толщи обнаружены в небольшом количестве фораминиферы очень плохой сохранности. Глины рассматриваются как осадки приледникового озера.

5. Пески, реже гравий и галька, мощностью до 19 м (обн. 908, 914, 916), иногда содержащие мелкие обломки раковин моллюсков. В обн. 908 прослежены прослои торфа, местами в сочетании со старичными глинами и алевритами. Участками толща перемята. Охарактеризована палинологическими и диатомовыми комплексами. Рассматривается как межледниковая.

6. Пески и алевриты с оплывшими «глыбами» валунного суглинка (обн.919). Мощность до 10 м. Интерпретируются как флювиогляциальные, отложенные плавучими льдами.

7. Суглинок плотный, неслоистый, валунный, мощностью до 20 м, залегающий в обн. 908, 914, 916 на межледниковых отложениях, а обн. 919 – на флювиогляциальных песках и алевритах. Нижний контакт резкий, экзарационный. Некоторые валуны – с четкой продольной параллельной штриховкой. Окатанность валунов низкая, ориентировка – 340–350°, указывающая на движение ледника с Новой Земли. Состав обломков – песчаники, кварцитопесчаники, известняки, доломиты, сланцы, кремни, кристаллические породы (даны проценты). В обн. 911 высотой 58 м верхние 22 м отнесены к отложениям кама. Слой 7 – это верхняя морена, которая на участке между обн. 908 и 916 является рельефообразующей.

8. Прибрежно-морские дислоцированные отложения мощностью до 25 м (обн. 919). Это глинистые алевриты, пески с прослоями глин, гальки, гравия, намывного торфа, с обильной фауной моллюсков и фораминифер. Перекрыты с размывом грубозернистыми песками с галькой и валунами.

9. Аллювиальные отложения верхней части цоколя 10–12-метровой террасы в приустьевой части р. Сямаю (обн. 922). Это пески слоистые с гравием, галькой, окатышами и скоплениями костей и зубов грызунов.

10. Слоистые алевриты и пески в самых верхах некоторых высоких обнажений (в обн. 901 высотой 32 м – алевриты и пески мощностью более 7 м; в обн. 910 высотой более 50 м – пески 3 м).

11. Аллювий в верхах 10–12-метровой террасы (обн. 922) – пески руслового аллювия (0,4 м) и покрывающие их алевриты (1,8 м).

В качестве опорного разреза изучено обнажение 908, расположенное на правом берегу р. Морею в 14 км ниже устья р. Сябую (рисунок). Максимальная высота 45 м, протяженность 200 м, абс. отметка уреза воды 53,4 м. В двух расчистках вскрыты два горизонта валунных суглинков: нижний мощностью около 4 м, верхний – около 11 м. Между ними залегает сложно построенная толща мощностью до 30 м песков, алевритов, глин с прослоями и включениями торфа. Разрез исследован комплексно, в том числе и палеонтологическими методами. Наиболее значимым для оценки возраста отложений оказался **палинологический метод** (по 97 анализам) [Коноваленко, 1987].

Детальный отбор образцов, высокая концентрация пыльцы и спор, сравнительно небольшое переотложение позволили выделить пять спорово-пыльцевых комплексов, отражающих смену тундры и лесотундры еловыми лесами, когда наряду с растениями современной средней и южной тайги произрастали единичные реликтовые виды Picea sect. Omorica, Pinus sect. Strobus, папоротник Osmunda claytoniana и широколиственные породы: граб, лещина, вяз; затем елово-березовыми лесами, вновь сменившимися еловыми лесами с экзотами и термофильными породами, а потом тундрой. Подобная смена растительности свойственна средненеоплейстоценовому (родионовскому, шкловскому) межледниковью с двумя климатическими оптимумами, во время которых произрастали представители протонеморальной флоры с американо-средиземноморско-азиатскими ареалами, что выявлено во многих разрезах севера и центра Европейской части России.

Выполнен **диатомовый анализ** [Лосева, 2000] 23 проб из всех литологических разностей обеих расчисток.

В нижних валунных суглинках обнаружены обломки панцирей древних (позднемеловых-палеогеновых) морских диатомей (22 вида; некоторые из них с высокими оценками обилия) и кремневых жгутиковых водорослей – силикофлагеллат (4 вида), древняя пресноводная диатомея *Aulacoseira praeislandica* (Jousé) Sim. с f. *curvata* Jousé, фрагменты панциря современной (или четвертичной) пресноводной диатомеи *Ellerbeckia*

arenaria (Moore ex Ralfs) Crawford. Эти остатки чужды вмещающей породе и не могут характеризовать ни возраст, ни условия её формирования.

Богатая диатомовая флора обнаружена в межледниковых осадках. В двух расчистках выявлены два сообщества пресноводных диатомей, которые не являются синхронными, а сменяют во времени один другой. В расчистке II, в отложениях нижнего климатического оптимума, обнаружена более мелководная флора, в расчистке I (верхний климатический оптимум) – более глубоководная. Объединенный диатомовый комплекс обн. 908 охватывает 156 пресноводных видов и разновидностей, из них около 30 являются доминантами (с оценкой обилия «5» – «очень часто» или «6» – «в массе», т.е. сотни и тысячи экземпляров одного вида на препарат). Наряду с ними почти во всех пробах отмечались древние морские виды (в целом более 20 наименований!). Степень их сохранности и чуждость основному комплексу указывают на их переотложенный характер. Все доминанты, как и комплекс в целом, состоят из форм, обычных и широко распространенных в современных пресноводных бассейнах разного типа и в разновозрастных межледниковых осадках. В данном разрезе возраст комплекса оценен с учетом результатов палинологии как родионовский.

Возраст верхнего моренного горизонта р. Морею определяется как вычегодский по его положению между родионовскими межледниковыми пресноводными осадками и перекрывающими морену морскими сулинскими (микулинскими) отложениями (обн. 919) с характерным для этого времени комплексом фораминифер.

Фораминиферы изучены Л.А. Тверской, известным специалистом по микрофауне и одним из авторов рассмотренной выше публикации [Зархидзе и др., 2010].

В нижней морене (и пачке слоистых мореноподобных пород в обн. 919) содержится «*однородная, хотя и немногочисленная, ассоциация фораминифер, представленная видами, имеющими широкий диапазон распространения в плейстоценовом разрезе Тимано-Уральского региона и не содержащая ни одной характерной формы. Подобные комплексы обычно характеризуют мелководные опресненные условия осадконакопления с пониженной придонной температурой. Облик фораминифер среднечетвертичный (возможно, одинцовский). Сохранность раковин неважная*» [Гуслицер и др., 1978, с. 112].

По мнению Б.И. Гуслицера, плохая сохранность фораминифер, малочисленность и однородность ассоциаций свидетельствуют о переотложенном характере микрофауны. В залегающих выше ленточных глинах фораминиферы очень плохой сохранности и в небольшом количестве были обнаружены лишь в одном образце из основания пачки.

В морской толще обн. 919 содержится богатый комплекс фораминифер микулинского возраста. По заключению Л.А. Тверской, «*для этого комплекса характерно наличие Retroelphidium boreale и R. propinquum. Первый из этих видов появляется в разрезе позднего плейстоцена с микулинского времени, а интервал распространения второго этим временем и ограничивается, что дает возможность с уверенностью датировать время осадконакопление как микулинское. Общий облик комплекса..., скорее всего, отражает начальную стадию микулинской трансгрессии*» [там же]. По мнению аналитика, микулинская трансгрессия на этом участке имела прерывистый характер с тремя трансгрессивными и регрессивными этапами.

Комплексы диатомей ни в одном из 20 образцов этого разреза не обнаружены (не считая редких фрагментов панцирей древних переотложенных форм).

Б.И. Гуслицер допускает возможность существования самого молодого маломощного покровного ледника, к остаткам которого можно отнести слой песка с валунами, лежащий с размывом на морских осадках в обн. 919. Этот ледник, по его мнению, мог иметь ограниченное распространение, внедряясь в виде языка в западную часть широтного участка долины р. Морею синхронно с развитием ледника Мархида, т.е. 9 тыс. лет назад. К этому же времени он относит формирование озерных осадков подпрудного приледникового озерного бассейна в верхней части обн. 901.

Следы ранневалдайского (лайского) оледенения отсутствуют; в это время формировался аллювий (цоколь 10–12-метровой террасы приустьевой части р. Сямаю, обн. 922), в котором обнаружена масса костей и коренных зубов **копытных леммингов** ранневалдайской популяции. Здесь было собрано около 1000 костей и 152 коренных зуба грызунов, относящихся к видам Dicrostonyx gulielmi и Lemmus sibiricas [Гуслицер и др. 1978,, с. 113]. Это местонахождение, как и другие находки этого комплекса (реки Шапкина, Адзьва, Лая, Печора, Вычегда), не перекрыты мореной или следами её размыва.

В заключение упомяну ещё об одном разрезе в бассейне р. Морею, расположенном в верхнем ее течении на правом берегу реки (канава К-33, рисунок). Абс. отметка уреза воды 83 м, высота канавы более 6 м. Разрез описан и опробован Центральной партией ПГО «Полярноуралгеология» в 1984 г. Здесь выходят пачки песка тонко-, мелко- и среднезернистого с глинистыми окатышами и гравием; песка крупнозернистого с гравием, галь-

кой и обломками раковин моллюсков; супеси, местами глинистой и участками слоистой. В шести полученных нами пробах выполнены спорово-пыльцевой и диатомовый анализы [Лосева, Дурягина, 1990].

Спорово-пыльцевые спектры отражают следующую смену растительности: березово-еловые леса с небольшой примесью сосны, ели sect. Omorica, граба; еловые леса с березой и сосной; елово-березовые леса с сосной, елью sect. Omorica, вязом и грабом; еловые леса с березой, сосной, елью sect. Omorica, грабом, лещиной. Эти спектры, по мнению Д.А. Дурягиной [Дурягина, Коноваленко, 1993, с. 26–27], имеют сходство со спектрами из глин скв. М-1 (глубины 121–135 м), которая расположена на левом берегу р. Морею ещё выше по течению. Там, кроме того, отмечены представители неогеновой и раннеплейстоценовых флор Pterocaria и Azolla. С учетом этого палинокомплексы с пыльцой Pterocaria, Tsuga, Ilex, Liquidambar, Picea sect. Omorica, Pinus sect. Strobus, Betula sect. Costata, спор папоротника Osmunda (O. cinnamomea L., O. claytoniana L.), Azolla отнесены Д.А. Дурягиной к раннеплейстоценовым, поскольку они не типичны ни для среднего, ни для позднего плейстоцена севера Русской равнины.

В образцах канавы К-33 обнаружена очень богатая пресноводная диатомовая флора [Лосева, 2000, с. 22–36] – 324 вида и разновидности (не считая ряда форм открытой номенклатуры). И доминирующий комплекс (36 форм), и комплекс в целом, в основном, состоят из широко распространенных в современных тундровых и таежных водоемах диатомей. Однако присутствие ряда видов, редких или неизвестных в современных пресноводных северных бассейнах, указывает на определенное своеобразие комплекса, достаточно древний возраст и теплолюбивый характер. Особое значение для оценки возраста имеет присутствие целого ряда редких видов диатомей, встреченных в позднеплиоценовом комплексе Прикамья (*Pliocaenicus* aff. *omarensis* (Kuptz.) Round & Hǻk., *Cyclotella radiosa* var. *pliocaenica* (Krasske) Hǻk., *Stephanodiscus tenuis* Hust. + var. *minor* Gasse и др.) [Лосева, 1982], на основании чего возраст был определен первоначально как позднеплиоцен (?) – раннеплейстоценовый (в дальнейшем – эоплейстоценовый).

Подведем итоги исследованиям сотрудников лаборатории геоморфологии и четвертичной геологии Института геологии Коми ФАН СССР (впоследствии – Коми Научного Центра Уральского отделения РАН).

1. В среднем течении р. Морею изучены 22 разреза высотой 50–60 м.

2. На этом участке вскрываются эоплейстоценовые пресноводные осадки; две морены – печорского и вычегодского горизонтов и разделяющая их пресноводная межледниковая толща родионовского (шкловского, одинцовского) горизонта среднего неоплейстоцена; морские отложения сулинского (микулинского) горизонта; аллювиальные ранневалдайские пески; участками – поздневалдайская морена позднего неоплейстоцена; озерные осадки позднеледниковья.

3. Генезис отложений установлен по литологии и палеонтологическим остаткам. Выявлены ледниковые отложения (морены), пресноводные и морские осадки. Пресноводные отложения охарактеризованы пресноводной флорой диатомей, морские – морской микрофауной фораминифер.

4. Детально описаны валунные отложения с характерными для морен признаками: вещественный состав супесей и суглинков, наличие оттор-женцев, валунов с определенной окатанностью, ориентировкой, штриховкой, петрографическим составом). Палеонтологические остатки в них рассматриваются как переотложенные.

5. Возраст отложений установлен по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов в эоплейстоценовых осадках, по спорово-пыльцевому анализу в родионовском горизонте, по фораминиферам в микулинском горизонте и по находкам копытных леммингов в позднем валдае.

Заключение

Итак, один и тот же участок работы – разные подходы и выводы.

Первая группа исследователей [Зархидзе и др., 2010], опираясь на наличие в породах «непереотложенных» моллюсков, микрофауны и диатомей, считает отложения преимущественно морскими, а по результатам палеомагнитных данных – в основном плиоценовыми.

Однако еще полтора века назад было доказано, что переотложение раковин **моллюсков** возможно. Что касается микрофауны, то имеются факты переотложения и **фораминифер**. К примеру, в отложениях из скважин Большеземельской тундры (бассейн р. Лаи) комплексы фораминифер как бы «перевернуты». Так, аналитик В.М. Дружинина в скв. 334 и 331 датировала верхний комплекс фораминифер, богатый и разнообразный («похожий на падимейский»), как $m(N_2\text{-}Q_1)$, а нижний, более бедный, как $glmQ_1$ («роговской свиты»). По мнению аналитика, либо верхняя («падимейская») часть разреза переотложена, либо фораминиферы переотложены по всему разрезу [Гуслицер и др., 1978, с. 202]. Что касается результатов **диатомового** анализа, то их интерпретация некорректна.

Результаты **палеомагнитного** анализа также вызывают ряд вопросов: иногда они «противоречат палеонтологическому материалу», в других случаях никак не вяжутся с данными по **ОСЛ ЭПР**, в третьих, – и то, и другое. Кстати, по нашим материалам, образцы из роговской свиты в Большеземельской тундре (в тех же скв. 331 и 334) имеют прямую намагниченность, т.е. плейстоценовый возраст [Гуслицер и др., 1978, с. 119].

Вторая группа исследователей [Гуслицер и др., 1986], опираясь на литологические и палеонтологические данные, пришла к другим выводам, утверждая преимущественно континентальный (в том числе и ледниковый) генезис отложений и их более молодой (плейстоценовый) возраст. Я как член этого коллектива разделяю мнение Б.И.Гуслицера и коллег.

Остается масса вопросов для уточнений и дискуссий. Понятно, что разнообразных событий за последние пару миллионов лет было несчетное количество, особенно в приморских районах, и мы видим лишь их фрагменты. Скорее всего, в какой-то части правы и те, и другие. Но ясно и то, что за прошедшие 50 лет исследователи практически не продвинулись ни на шаг в расшифровке этих событий, т.е. остались «при своем мнении».

Следовательно, нужны дополнительные подходы и методы. Не скажу ничего нового, но нельзя ожидать распространения всех горизонтов, слагающих водоразделы, в разрезах береговых обнажений (но почти всегда эти горизонты обнаруживаются). В первую очередь следует доверять фактическому материалу, а не составленным когда-то где-то и кем-то схемам, потому что схемы могут и должны меняться, они вторичны, а фактический материал первичен. Необходимо более четко установить возможности (возрастные пределы использования, надежность) методов абсолютного датирования и определить критерии переотложенности материала. И следует, естественно, учитывать результаты работ предшественников, их интерпретировать, а главное, относиться непредвзято к собственному материалу.

Выражаю благодарность за ценные замечания и советы А.И. Жамойде, Я.Э. Юдовичу и Н.М. Чумакова.

Литература

Белкин В.И., Зархидзе В.С., Семенов И.Н. Кайнозойский покров севера Тимано-Уральской области // Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. Изд-во МГУ, 1966. С. 38–55.

Гуслицер Б.И., Лосева Э.И., Андреичева Л.Н., Дурягина Д.А., Исайчев К.И. Стратиграфия верхнекайнозойских отложений нефтегазоносных районов Печорской низменности (бассейн р. Лаи) (окончательный отчет по I этапу исследований за 1976–1978 гг.). В двух томах. Т. 1. 141 с. Сыктывкар, 1978. Рук. фонд Коми НЦ УрО РАН. Ф. № 2, оп. 3, ед. хр. 1, 2.

Гуслицер Б.И., Лосева Э.И., Андреичева Л.Н., Дурягина Д.А., Коноваленко В.А., Кочев В.А. Кайнозойские отложения Печорского Приуралья и их перспективность на полезные ископаемые россыпного типа (окончательный отчет). В двух томах. Т. 1. 277 с., т. 2. 27 с. Сыктывкар, 1986. Рук. фонд Коми НЦ УрО РАН. Ф. № 2, оп. 3, ед. хр. 182, 183.

Гуслицер Б.И., Лосева Э.И., Лавров А.С., Степанов А.Н. при участии *Астахова В.И.* и *Симонова А.Н.* Тимано-Печоро-Вычегодский регион (схема II) // Решение 2-го Межведомственного совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы. Л., 1986. С. 25–34.

Диатомовый анализ. Определитель ископаемых и современных диатомовых водорослей. Книга 2. Порядки Centrales и Mediales. 1949. Книга 3. Порядок Pennales. 1950.

Дурягина Д.А., Коноваленко Л.А. Палинология плейстоцена северо-востока Европейской части России. СПб: Наука, 1993. 124 с.

Зархидзе В.С. Мореюская свита (казанцевский горизонт) Тимано-Уральской области // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Вып. 1. Уфа: Баш-ФАН СССР, 1972а. С. 83–86.

Зархидзе В.С. Особое мнение // Решение 2-го Межведомственного совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы. Л., 1986. С. 34–37.

Зархидзе В.С. Падимейская толща западных и центральных районов Тимано-Уральской области // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Вып. 1. Уфа: Баш-ФАН СССР, 1972б. С. 56–66.

Зархидзе Д.В., Гусев Е.А., Аникина Н.Ю., Бартова А.В., Гладенков А.Ю., Деревянко Л.Г., Крылов А.В., Тверская Л.А. Новые данные по стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений бассейна р. Море-Ю (Большеземельская тундра) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб. ВНИИОкеангеология. Т. 210, Вып. 7, 2010. С. 96–110.

Канивец В.И., Лосева Э.И. Полевой семинар по стратиграфии антропогена и палеолиту Печорского Приуралья // Изв. Коми фил. ВГО, т. 2, вып. 12, 1969. С. 141–144.

Коноваленко Л.А. Палеогеографические условия формирования плейстоценовых отложений долины р. Море-Ю (по палинологическим данным) // Проблемы четвертичной палеоэкологии и палеогеографии северных морей: Тез. докл. II Всесоюз. конф. Апатиты, 1987. С. 57-58.

Крапивнер Р.Б. Стратиграфия новейших отложений бассейна р. Печоры от Камо-Печоро-Вычегодского водораздела до устья р. Цильмы // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоцено-

вых отложений северной и южной частей Приуралья. Уфа, 1976. С. 90–141.
Лосева Э.И. Атлас позднеплиоценовых диатомей Прикамья. Л.: Наука, 1982. 204 с.
Лосева Э.И. Атлас пресноводных плейстоценовых диатомей европейского Северо-Востока. СПб.: Наука, 2000. 214 с.
Лосева Э.И. Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода // Изв. Коми фил. ВГО. Вып. 10, 1965. С. 150–152.
Лосева Э.И., Дурягина Д.А. Палеогеографическая обстановка в позднем плиоцене (?) – раннем плейстоцене на Пай-Хое и в бассейне р. Морею // Минерально-сырьевые ресурсы европейского северо-востока СССР: Тр. XI Всесоюз. геологической конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1990. С. 265–268.
Попов В.В., Зархидзе Д.И., Иосифиди А.Г. Магнитная стратификация неогена Тимано-Уральского субрегиона. Результаты палеомагнитных исследований // Палеомагнетизм осадочных бассейнов Северной Евразии. СПб. ВНИГРИ, 2007. С. 9–18.
Яхимович В.Л., Зархидзе В.С. Стратиграфия неогена Тимано-Уральской области. Препринт. Уфа, 1990. 28 с.

E. I. Loseva

ETERNAL QUESTION – GLACIER OR SEA? A CASE STUDY BASED ON GEOLOGICAL SECTIONS FROM THE MOREYU RIVER CATCHMENT, THE BOLSHEZEMELSKAYA TUNDRA

The paper reviews diatom, pollen, foraminifera and malacofaunal studies, paleomagnetic data and absolute datings (EPR, OSL) of deposits that compose the north-eastern part of the Bolshezemelskaya Tundra. Geological sections up to 60 m high were studied by several research groups in 1980th – 2000th at bank exposures of the Moreyu River (67.84ºN, 60.67ºE). Two different interpretations of the sections were made by different authors: (1) marine sediments of Pliocene age, (2) glacial deposits of Quaternary age. Pre-Quaternary age of the deposits in the lower part of the section was concluded from existence of paleomagnetic inversion below a distinct stratigraphic break, though EPR and OSL dates from the same deposits point at the Late Quaternary age (110-85 ka BP). The author's view is that the conclusion on marine origin of the lower part of the section was made on the basis of re-deposited organic remains and contradicts lithological data, and the Pliocene age determination is based on wrong interpretation of paleomagnetic data. In fact, the base of the section is composed of Quaternary continental deposits and contain two till layers of the Middle Pleistocene age buried under Mikulian (Eemian) marine sediments overlaid by alluvial, lacustrine and at places glacial deposits from the Late Pleistocene.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 72, 2012 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Лаврушин Ю.А., Чистякова И.А., Кураленко Н.П., Холмовой Г.В., Бессуднов А.Н. ДИВНОГОРСКОЕ ГЛЯЦИОТЕКТОНИЧЕСКОЕ СООРУЖЕНИЕ: СТРОЕНИЕ, ДЕФОРМАЦИИ ЛЕДНИКОВОГО ЛОЖА И ПРЕДПОСЫЛКИ ДЛЯ ПОСЛЕДУЮЩЕГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ..... 5

Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Рекант П.В., Арсланов Х.А. ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПОБЕРЕЖЬЯ КАРСКОГО МОРЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ КОНЦА НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА-ГОЛОЦЕНА..... 28

Судакова Н.Г. АКТУАЛЬНЫЕ ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ ЛЕДНИКОВОЙ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО РЕГИОНА РОССИИ..... 60

Чепалыга А.Л., Амирханов Х.А., Садчикова Т.А., Трубихин В.М., Пирогов А.Н. ГЕОАРХЕОЛОГИЯ ОЛДУВАЙСКИХ СТОЯНОК ГОРНОГО ДАГЕСТАНА В ОТЛОЖЕНИЯХ АКУШИНСКОЙ СВИТЫ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА..... 73

Большаков В.А. ОРБИТАЛЬНО-КЛИМАТИЧЕСКАЯ ДИАГРАММА КАК АЛЬТЕРНАТИВА ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДИСКРЕТНЫХ ИНСОЛЯЦИОННЫХ КРИВЫХ ДЛЯ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЙ И КОРРЕЛЯЦИЙ.....95

Панин А.В., Бронникова М.А., Успенская О.Н., Фузеина Ю.Н., Шеремецкая Е.Д., Селезнева Е.В., Константинов Е.А., Магрицкий Д.В., Ланг А. ПАЛЕОКЛИМАТ, ПАЛЕОГИДРОЛОГИЯ И ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗ НА ЮГО-ВОСТОКЕ САЯНО-ТУВИНСКОГО НАГОРЬЯ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ИСТОРИИ ОЗЕРА ТЕРЕ-ХОЛЬ) 104

Глушанкова Н.И. ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА В ЛАНДШАФТАХ МИКУЛИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ НА РУССКОЙ РАВНИНЕ..... 122

Пилипенко О.В., Трубихин В.М. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОМАГНИТНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ РАЗРЕЗОВ ЮГА РОССИИ, УКРАИНЫ И АЗЕРБАЙДЖАНА..... 136

Хорева И.М. ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНАЯ СМЕНА КОМПЛЕКСОВ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА В ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЕ ОКЕАНА..... 148

Лосева Э. И. ИЗВЕЧНЫЙ ВОПРОС – ЛЕДНИК ИЛИ МОРЕ? (НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЕЗОВ В БАССЕЙНЕ Р. МОРЕЮ, БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКАЯ ТУНДРА)..... 153

BULLETIN OF COMISSION FOR STUDY OF THE QUATERNARY
72, 2012

CONTENTS

Lavrushin Yu.A., Chistyakova I.A., Kuralenko N.P., Kholmovoy G.V., Bessudnov A.N. THE DIVNOGORSK GLACIOTECTONIC STRUCTURE: ITS COMPOSITION, DEFORMATIONS OF THE GLACIAL SHEET BED AND PREREQUISITES FOR FURTHER GEOMORPHIC DEVELOPMENT..... 5

Streletskaya I.D., Gusev E.A., Vasiliev A.A., Rekant P.V., Arslanov H.A. GROUND ICE IN QUATERNARY DEPOSITS OF KARA SEA COAST AS A PROXY OF PALAEOGEOGRAPHY IN LAST PLEISTOCENE-HOLOCENE..... 28

Sudakova N.G. CURRENT CONTROVERSIAL ISSUES IN GLACIAL STRATIGRAPHY AND PALAEOGEOGRAPHY IN CENTRAL RUSSIA..... 60

Chepalyga A.L., Amirkhanov Kh.A., Sadchikova T.A., Trubikhin V.M., Pirogov A.N. GEOARCHAEOLOGY OF THE OLDOWAN ARCHAEOLOGICAL SITES IN THE MOUNTAIN DAGESTAN (NE CAUCASUS)..... 73

Bol'shakov V.A. THE ORBITAL-CLIMATIC DIAGRAM AS THE ALTERNATIVE TO THE DISCRETE INSOLATION CURVES FOR PALAEOCLIMATIC IMPLICATIONS AND CORRELATIONS..... 95

Panin A.V., Bronnikova M.A., Uspenskaya O.N., Fuzeina Y.N., Sheremetskaya E.D., Selezneva E.V., Konstantinov E.A., Magritskiy D.V., Lang A. PALAEOCLIMATE, PALAEOHYDROLGY AND PALAEOCRYOGENIC PROCESSES IN THE SOUTH-EASTERN SAYAN-TUVA HIGHLAND, SOUTHERN SIBERIA, IN THE LATE GLACIAL AND THE HOLOCENE: THE TERE-KHOL LAKE CASE STUDY.....104

Glushankova N.I. PALEORECONSTRUCTIONS OF THE MIKULINIAN (EEMIAN) SOIL COVER IN THE RUSSIAN PLAIN..... 122

Pilipenko O.V., Trubihin V.M. GEOLOGICAL AND PALEOMAGNETIC CORRELATION OF PLEISTOCENE SECTIONS OF SOUTH RUSSIA, UKRAINE AND AZERBAIJAN..... 136

Khoreva I.M. SUCCESSIVE CHANGES OF PLANKTONIC FORAMINIFERA ASSEMBLAGES IN THE OCEANIC TROPICS IN THE LATE PLEISTOCENE AND THE HOLOCENE..... 148

Loseva E.I. ETERNAL QUESTION – GLACIER OR SEA? A CASE STUDY BASED ON GEOLOGICAL SECTIONS FROM THE MOREYU RIVER CATCHMENT, THE BOLSHEZEMELSKAYA TUNDRA..... 153

Blank Page Digitally Inserted